U. D. C. 55(05)

地質調査所月報

第 8 巻　第 7 號

目　次

報　文

徳永　重元：花粉分析研究におけるホールソートシステムの応用…… 1
河野義礼・早川正巳・佐野浚一・角清愛：秋田県玉川温泉地質調査
および放射能探査報告…… 7
佐野　浚一：栃木県足尾鉱山放射能探査報告……21
村岡　秀記：青森県南津軽郡大釈迦地区地震探鉱調査報告……31

概　報

清原　清人：熊本県山鹿市北方一帯の滑石鉱床調査報告……43

雑　報

福岡県恒見地区ドロマイト鉱床調査報告
岡山県山手鉱山・柵原鉱山中間区域の地質概査報告

資　料

酸性火成岩を母岩とするウラン鉱床の地質学的特性とその探査方法について

工業技術院地質調査所

昭和 32 年 7 月

651.53：561：581.081.3

花粉分析研究におけるホールソートシステムの応用

—石炭の花粉学的研究　第5報—

徳永重元*

The Application of the Hole Sort System for Pollen Analysis

By

Shigemoto Tokunaga

Abstract

Recently the hole sort system is being employed for the efficient prosecution of affairs in many companies of Japan. The system has advantage that the necessary matter for the researchers is selected by card as their desires.

The author thought that the system is also efficient for the identification of fossil pollen and spore, and designed a hole sort card which is two hole system represented in Fig. 1. The card furrows the morphological classifications of Ikuse (1956), and Thomson & Pflug (1953).

The upper side of the card deals with size and surface pattern of grain, numbers of pore and furrow and thickness of exine.

The right side gives author name, published year of the literature cited and botanical name of specimen.

The lower side deals with kind of rock facies of sample, geological age of formation and locality name of sample.

The left side deals with depth of core sample, kind of fossil pollen and spore and name of country in which samples are collected.

1. 緒　言

地層中から産出した化石の研究のうち，とくにその種類の鑑定結果を地層の時代判定や堆積環境の解明に応用することは，こんにちでは普通に行われていることである。しかしそれらの化石または化石群が特殊なものであつたり，研究対象が微少な化石であるときは，それらが産出した場所で直ちに鑑定を行うことのできない場合がある。また化石の鑑定ということが，こんにち普及されているようでいて，案外決定的な判定を専門家の手にゆだねる場合も多い。ことに最近油田・炭田における燃料資源の開発のために微化石が利用されるようになつてきているが，その結果をすみやかに出し，開発実施者の要望に応ずることがますます必要となつてきている註1)。

このように研究成果の迅速な集積を行うには，研究従事者の数の増加と処理方法の機械化および研究システムの合理化などが考えられるが，筆者の場合はシステムの合理化の一手段として，このホールソートシステム註2)を利用することを考えたのである。

この方法はすでに事務能率の向上のために数会社において人事・管理・調査の各方面において急速に利用されつつあるが，要するに調査および研究の対象をカードに

* 燃料部

註 1) 最近における試錐技術の進歩につれ微化石研究成果を早く発表する必要性が生じてきている。数千m の試錐工事も数カ月で完了するこんにちでは up-to-date の結果が得られなければ役立たない。

註 2) 多孔式カードによつて目的事項を選出する方法

作り，その対象物がもつている諸要素をそのカードの四周に配列し，どんな要求にも応じて求めるものを選び出せるという方法である。

筆者はこのカードを化石の鑑定に応用すれば従来の化石研究専門家はもちろん，鑑定の未熟練者でもある程度利用でき，研究結果のすみやかな集積も可能であると考えている。

とくに Polloen (花粉)や Spore (胞子) のほか Diatom (珪藻) などの微植物化石や Radioralia (放散虫)，Foraminifera (有孔虫)，Ostracoda，Conodont[註3]などの微動物化石の鑑定にこのカードを使用すれば効果があろう。

花粉分析における技術上の難点の1つに化石の鑑定ということがあるが，属単位の形態の区別のためには500倍，種単位の区別には1,000～1,500倍の倍率を用いなければならない。その際第1図に示したような化石の種カード (Species card) によつて検索すれば，鑑定をかなり合理的に行うことができる。

この種の2孔式パンチカード (Two hole system punch card)[註4] はまだいずれの国においても作られていないが，なお表現方法や項目などに工夫すべき点もあり，研究作業の進行とともに改めてゆく予定である。

このカードを考案するにあたつては，鉱床部非金属課堀内恵彦と外国文献社山本岩蔵氏らの協力に負うところが多い。

2. ホールソートシステムの意義

ホールソートシステム (Hole sort system) とはハンドソートパンチカードを用いて多数のカードを自分の要望する項目に従つて仕分けし，目的のものを選出する方法である。IBM や RR の方式は機械によつてカードを選出するが，このハンドソートパンチカードはソーター (Sorter)[註5]によつてカードを仕分けする。

第1図に示したのは花粉化石鑑定用に作つたもので，カードの四周にあけてある2列の孔は，その各欄の下方に書いてある要素のうちの諸性質を表現している (孔の意味については後述する)。

このカードを Species card と考え，その species が示す形態上の特徴に該当する欄の孔に鋏を入れ，縁との間を切り取つておけば，多数のカードからその形態上の特徴を示す化石を直ちに選び出すことができる[註6]。

いいかえれば，この形式のカードでは多数のカードを目的に応じて直ちに種々のグループに仕分けしたり，多数のカードのなかから求めに応じた特定カードを選出したりできるようになつている。このカードを化石の Species card に応用する場合，化石鑑定の要素 (factor) を重要度に従つて引きやすいようにカードの四周に配列し，各要素のなかで何種類も区別があるときは，その数が引けるだけ孔を作つておけばよい[註7]。

1例をあげてみれば，貝化石の弁鰓類の鑑定には蝶番歯 (hinge teeth) の区別が重要であるが，歯には Lipodonta，Taxodonta，Heterodonta，Dysodonta，Adapedonta などの区別があり，これら5～6種が引けるように孔をとり，カードの中央にそれらに対応する説明を書いておけばよい。Taxodonta のものであれば，それに該当する孔をあらかじめ切つておくが，その位置にソーターを入れてカード群を持ち上げれば Taxodonta の Nuculidae，Arcidae などに属する Species card が落ちてくる。

このように目的カードを選出する場合のほか，研究者が化石を観察している際，属種不詳のものがあつたとすると，形態上の特徴を認めうる限りこのカードで検索すれば，選出された少数カードのなかに近似種がみいだされるはずである。

このカードをパンチする場合用いられる基本的な方法を2，3掲げる (詳細は文献7を参照)。

1，2，4，7法　この方法は要素表現に用いられる基本的な表示法である。第1図の「形状」の欄を例にとれば，この欄内には孔の下に1，2，4，7の数字がある。カード内部の説明の欄をみれば，P_0 型のものは1に該当するから1を第2図2のように深く切る。1，2，4，7に該当する場合は深く切り，それ以外の数は浅く切る。第2図1は“6”[註8]図2は“5”を表わしている。

第2図7は同様の表示を拡張利用したもので，採取地名 No. 27[註9] (宗像炭田)から産した化石を示し，同図8は試錐コアー中の1,200m から産した花粉化石を表示し

註 3) アメリカの古生代炭田に多く産する魚歯状の骨片で，層序区分に利用できることが明らかとなつている。

註 4) 1孔配列の簡単なものは Faegri，Iversen，Kremp らによつて作られている。文献[2)5)]参照。

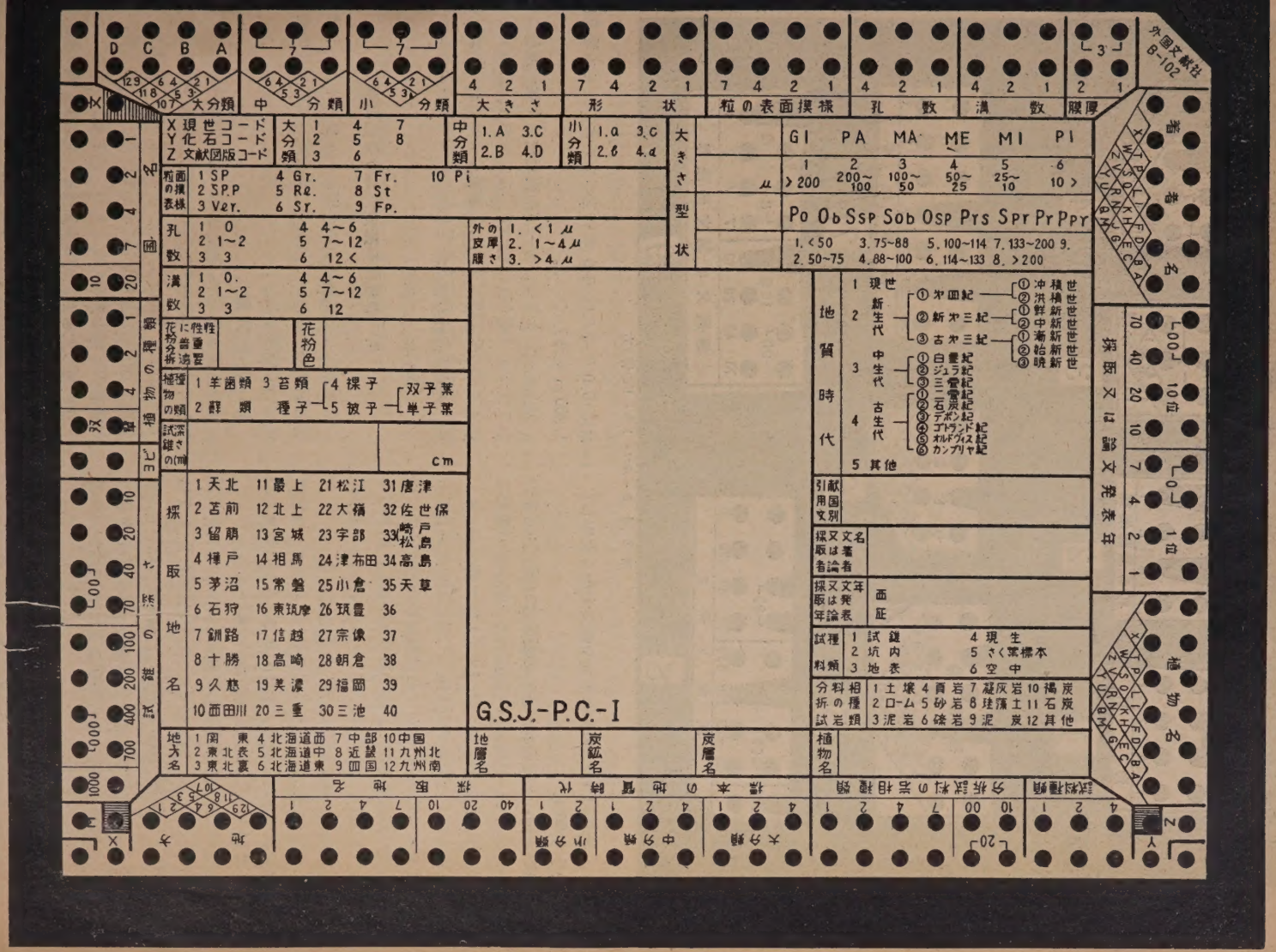
註 5) 細い金属製の棒。

註 6) 該当する孔にソーターを通し，カード全体を少しもち上げれば，目的のカードは孔が切れているため全部下に落ちる。これがその孔の示す特徴をもつ化石種である。

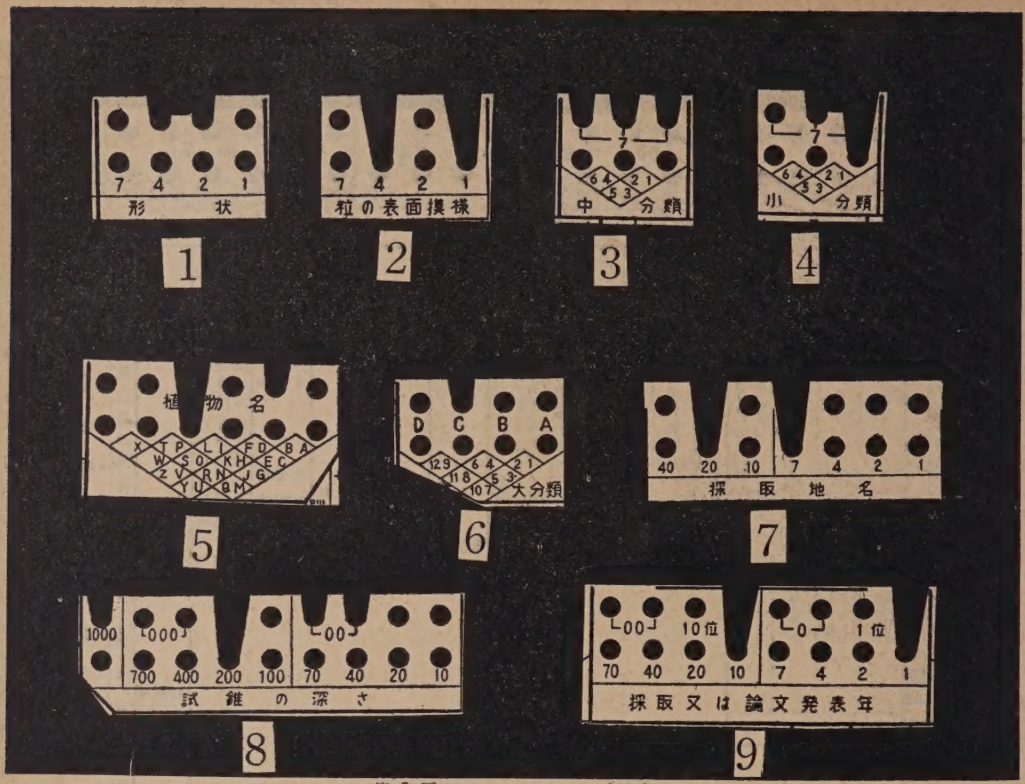
註 7) 要素を配列するときは化石鑑定の専門家が作る必要がある。

註 8) 114～133 (花粉粒の極間の距離と最大幅の比) の花粉を表わす。

註 9) 20と7の孔を切り27とする。



第 1 図　花粉化石ホールソートカード



第 2 図 ホールソートカードの切り方

ている。第2図9は1911年発表の論文中から引用したことを示す註10)。

三角標示法 上記の表示法の必要のない場合や対象の種類が限られている場合などに用いる。第2図の菱形のなかに文字または数字が2字づゝ（1字の場合もある）書いてあるが，この菱形の1組づつの対辺の延長上にあたる孔をすべてパンチする。この場合目的の数字または文字に近い方の孔を深く，遠い方を浅く切る。第2図4は“1”を示し，同図3は“7”を示している。文字の場合も同様で，第2図5は“K”を示している。

この標示法は前述したように表示した文字または数字以外は選出できないので，第2図5ではAからZまでの26，第2図6では12の区別のみが可能である。

これらの2方法を基準とした種々のコーディング(Codig)註11)があるが，第2図8に示したのは **1, 2, 4, 7法** を拡張したもので，1000を表示した欄を切らないものを3000とし，深く切つたものを 2000，1000 の孔を切つたものは1000とする。もし100位または10位が0の場合は 0 0 0 または 0 0 の孔をパンチする。この場合は1,200 m を示している。

以上述べたように，カードの汎用性は考案が進むにつれてますます明らかになつてくるであろう。このカードは上半部の検索項目を化石の種類によつてかえれば，花粉・胞子化石以外のものにも直ちに転用できるようになつている。

3. 花粉化石鑑定における応用例

今回試作した花粉化石鑑定用ホールソートカードは筆者の研究過程において必要のため考案したのでその内容について略述する。

3.1 形態分類

上段左隅から右へ形態分類が鑑定の順序に従つて配列してある。花粉の化石を観察した場合，幾瀬または Thomson & Pflug の分類註12) に従がつて引けば，小分類まで区別できるようになつている。A，B，C，D は後者の分類を採用したときパンチする。

次に粒の大きさ，粒の表面模様，孔の数，溝の数，膜

註10) 説明は次章。

註11) カードの周辺に孔や番号をつけ分類内容に対応させる作業。

註12) 詳細は各論文にある分類表参照。文献4)8)参照

厚などを説明と対照してパンチすれば表現できる註13)。この上段をすべてパンチすれば，ほゞ花粉粒の形態上の特徴がすべて表現できる。

3.2 引用資料

既知の論文から化石の記載を引用して参考とすることは，古生物学においては普通行われており，研究者自身の採取した化石が新種であるかどうか検索するとき必ず行うことである。

この必要にこたえて右側に著者名と採取または論文発表年の欄を，左側に国名などの欄を設けた。

この Species card がどの論文から作られたかは，著者名の頭文字を切り，論文名をカードの裏面にかいておく。

第2図9に示したように，論文の発表年度が1911年の場合は10位と1位の孔をパンチすることによつて表わすことができる註14)。

論文掲載誌の国名は必要に応じてその配列順序を決めカードの裏面に書き入れて対照すればよい。

3.3 化石の植物学的表示

花粉や胞子の化石は，古第三紀以後のものでしかも標本自体の保存がよいものであれば，現生植物との関連性は得られるのが普通である。その際の大別は左側の「植物の種類」の欄をパンチすることによつて区別できる。

経験上羊歯類・蘚類・苔類の胞子か種子植物の花粉かは一見してわかるから，この大別によつてカードを分類できる。

「植物名」は右側下部のアルファベット三角標示表によつて頭文字のみを表示できる。

3.4 分析試料の種類表示

カードに作つた標本には，種々の試料から得られたものが予想されるので，それに対処できる欄を設けた。

下段の「試料の種類」は，分析に供する試料として6つの場合をあげたが，孔は7項目を表示できる。

またその岩相については説明欄に11項目をあげたが，全部で29項目が表現できる註15)ようになつている。「標本の地質時代」については代を大分類，紀を中分類，世を小分類とし，各パンチすれば地質時代を表現できる註16)。

「標本の採取地名」としての表現は，筆者の研究対象が主としてわが国の炭田であるので，主要なもの10) 35を選んで一応表示した。そのほか44カ所が表示できるように孔が取つてあるので，全国におけるすべての炭田・含炭地を含めても，なおあまりがある。

これらの炭田以外において採取した試料については「地方名」の欄で表示し，さらに細かい地名は記事に書く註17)。

試料が試錐コアーから得られたものである場合は「試錐の深さ」の欄を利用して，求める層位の化石を直ちに選別できるようになつている。

この孔の配列では10～3,990 mの深度（ただし10 m間隔）を指示でき，これをcm単位で表わす註18)ならば0.1～39.9 m，また単位で表わせば0.01～3.99 mまでの間の試料の層位が表現できる註19)。

その他X, Y, Zの各孔は，そのカードに作つた花粉が現生標本から得たものか文献から作つたものか，あるいは化石であるか否かを示している。

4. 結 語

この形式のホールソートカードは，初めて古生物学に応用するものであるため，まだ検討を要する点もある。しかし一見して複雑にみえる表示も，上記の一定の方針に従がつてソートすれば，容易に分類ができる。

カード利用の目的を要約すれば大体次のようになる。

(1)未知の化石の属種名の検索に用いられる。ただしあらかじめ代表的な化石のカードを揃えておく必要がある。

(2)必要な目的に応じて直ちに化石種のすべてを提示することができる。例えばある炭田産化石の提示を求められた場合など。

(3)鑑定未熟練者のためによい指針カードとなる。

このカードは少数の目的（この場合は花粉・胞子化石の鑑定）については非常に有効であるが，その対象が際

註13「孔の形状」については必要ならば補足する。

註14) 例えば58の数字を示しているときは1800年代の1858年に発表された論文であり，0から56までの間の数を示しているときは1900年代を示している。実際上1856年以前の論文を引用する例はまれであるから，56より少ない数字のときは1900年代のものと思つてよい。

註15) 29を表わすときは20の孔と7と2の孔をパンチする。7と4の孔をパンチして11を表わすことや，21を表わすとき10と7と4の孔をパンチすることはできない。20と1の孔をパンチする。

註16) 花粉，胞子化石は現在のところデボン紀以後の地層にみいだされている。

註17) どのような場所から採取されるか予測がつかないのでこの場合は裏面に記述する。

註18) mで表わす場合はMの孔を切り，cmで表わす場合はM孔の下まで切り，mmで表わすときは孔は切らない。

註19) 例えば深度27mの層位のコアーから検出した化石のカードを作るときは，“M”の孔をそのままにして70と200の孔をパンチすればよい。

限なく生じてくるような分野に用いてはあまり効果がない。

例えば文献カードにこれを応用する場合，その分類すべき対象があまりに多く，このカードの孔数では表現できないときや，文献が無限に次々と集積されてゆく場合は，コーディングとソーティングがむずかしくなる註20)。しかし筆者は，このカードがある限定された目的のために利用されれば，研究能率の向上のために著しい効果があると考えている。

(昭和32年4月稿)

文 献

1) Erdtman, G. : An Introduction to Pollenanalysis, Chronica Botanica, 1954
2) Faegri, K. & Iversen, J. : Textbook of Modern Pollenanalysis, Jenar Munksgaard Denmark, 1950
3) 外国文献社：ホールソートシステム資料，1956
4) 幾瀬まさ：日本植物の花粉，広川書店，1956
5) Kremp, G. : The Catalog of Fossil Spore and Pollen, Information Circular, No. 3, 1956
6) 中村正雄：ホールソートシステムのコーディングについて，ホールソートシステム資料，外国文献社，1957
7) 日本事務能率協会：ハンドソートパンチカードシステム，日本事務能率協会，1957
8) Thomson, P. W. & Pflug, H. : Pollen and Sporen des Mitteleuropäischen Tertiärs, Palaeontographica, Bd. 94B, 1953
9) 徳永重元：本邦炭の花粉学的研究その1，地質調査所報告（近刊）
10) 通産省石炭局編：日本の石炭資源，1956

註20) 普通数千枚の程度が適当であるといわれる。花粉・胞子化石の場合は約2,000枚を準備し目下穿孔作業中である。

553.7 : 551.24 : 550.835+550.85(521.14)

秋田県玉川温泉地質調査および放射能探査報告

河野 義礼* 早川 正巳** 佐野 滋一** 角 清愛***

Geological and Radiometric Survey at Tamagawa Hot Spring, Akita Prefecture

By

Yoshinori Kawano, Masami Hayakawa, Shun'ichi Sano & Kiyoshi Sumi

Abstract

General geologic sequence of the Tamagawa hot spring area is shown in the following table.

Recent deposits		precipitation of hokutolite	formation of younger crater
Yakeyama volcanics	Sasanodai lava		
	Kagamisawa volcanic ash bed	…explosion…	formation of older crater
	Shikayugawa lava		
Pre-Yakeyama volcanics			

Activities of Tamagawa hot springs and fumaroles commenced after the eruption of Shikayugawa lava, supposing from the regional geology and distribution the altered zones.

Judging from its distribution, Hokutolite is supposed to have precipitated from Obuki hot spring after the formation of the younger crater.

As a result of radiometric survey, the remarkable anomaly of radiational intensity is observed, and the area of the anomaly of radiational intensity coinsides well with the distribution of hokutolite, so that the cause of radiation is attributed to the hokutolite. By the chemical analysis of hokutolite, it has been also clarified that the radio-activity is due to radium and its successors in hokutolite. Concerning to the origin of radium it is uncertain whether it was emanated from magma itself or comes from basemental rocks, through which the hot spring ascendes.

1. 緒 言

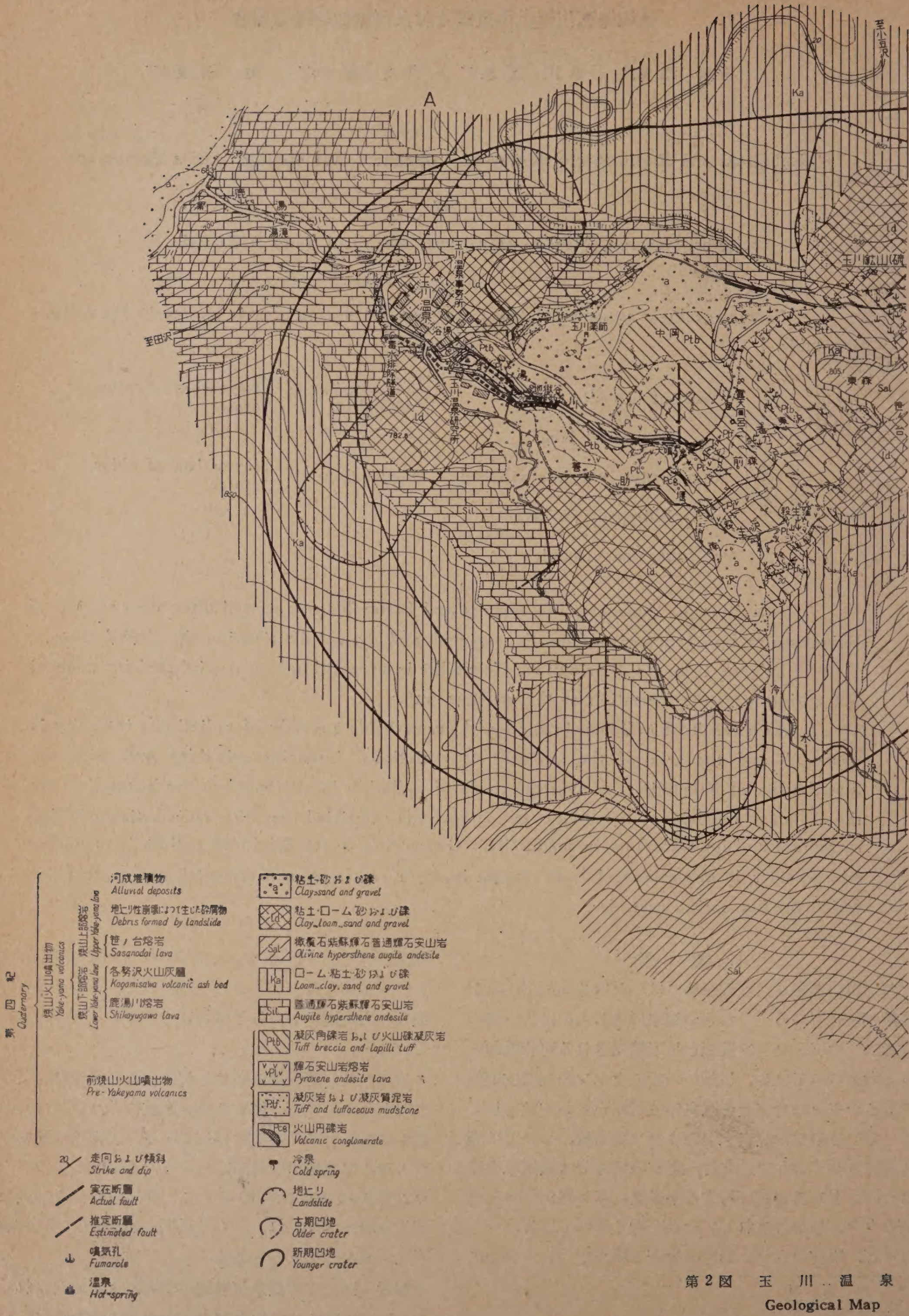
わが国の温泉または鉱泉中にはいわゆる強放射能泉が多数存在している。これらの温泉のあるものは，一部の学者によつて，ウラン資源として開発される可能性があると考えられている。しかし一般にウランの崩壊生成物であるラドンの含有量を温泉の放射能を表わす量として用いているので，温泉水中のウラン含有量については充分研究されていない。また，現在の知識では温泉水中にはそのラドン含有量に対する平衡量よりも遙かに少ない量のウランしか含まれていないと考えられている。

一方，現在のウラン資源の探査は地表ないし，すでに開発されている坑道のなかなどでウラン鉱物が存在するという事実を手がかりとして行われているが，現在では温泉に直接関連があると思われるウラン鉱物は発見されていない。

秋田県仙北郡玉川温泉はわが国有数の強放射能泉の一つであり，北投石と称する放射性鉱物を産し，世界の温泉中でもきわめて特異な存在である。北投石は硫酸バリウムおよび硫酸鉛の混晶であつて，玉川産のものはラジウムを含み，強い放射性を示す。30年以前から本温泉に関する研究が行われ，とくに近来，化学的ないし医学的研究が盛んになりつゝある。

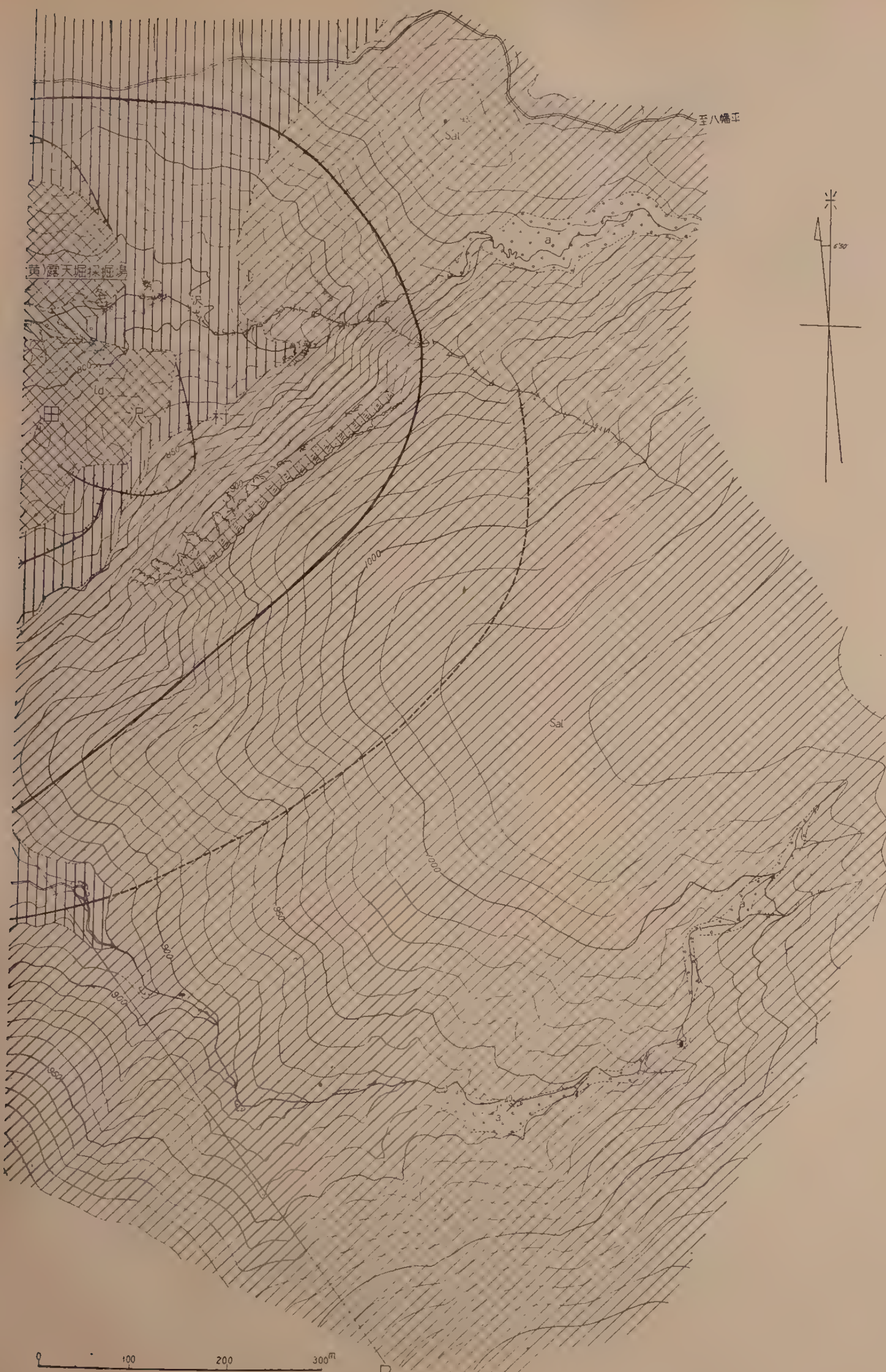
筆者らは，玉川温泉が地球化学的によく研究されているので，放射性鉱物鉱床探査に関する基礎的資料をうる

* 元 所 員
** 物理探査部
*** 地 質 部



第2図　玉　川　温　泉

Geological Map



附　近　地　質　図
of Tamagawa Hot Spring Area

第1図　位置図

目的で，昭和30年8月約1週間同温泉において附近の地質調査および放射能探査を実施した．また松田栄蔵により同地域の地形測量が行われ縮尺2,000分の1地形図が作製された。

この調査に際し，援助を与えられた秋田県鉱務課ならびに，同県会議員鬼川誠氏に感謝の意を表わす次第である。

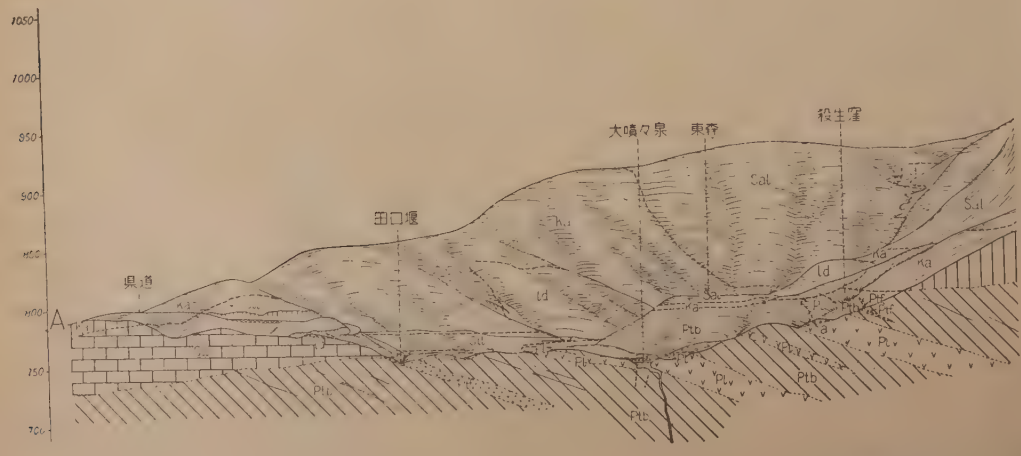
2. 位置および交通

玉川温泉は秋田県仙北・鹿角郡境の焼山火山の西麓に位置し，仙北郡田沢村に属する。

本温泉には，国鉄花輪線陸中花輪あるいは小豆沢駅下車，秋北バス玉川温泉行に乗れば約3時間で達する。このバスは夏季は1日2往復であるが，冬季は運休となり，途中のトロコ温泉から約11kmは徒歩によらねばならない。また国鉄生保内線生保内駅から玉川林用軌道に便乗すれば，約10時間で鳩ノ湯上流の棚白に達し，こゝから約7kmの徒歩により到達することができる。

3. 地　形

玉川温泉は長径1.2km，短径0.8kmの楕円形凹地の底から湧出している。凹地内は最低位の湯川から50mの高さの東森を除けば15m以下の緩やかな起伏の低平な地形を示す。凹地の側壁は東部で約200m，西部で約100mの比高を有し，傾斜は約50°である。この斜面の所々には過去の地辷りないし崩壊の地形がみられる。凹地の周囲の山地は焼山火山の西斜面の一部で，緩やかな傾斜を示しつつ，西方渋黒川に達している。凹地内の水は鹿湯川となつて渋黒川にはいるが，凹地と渋黒川との



第2図b　断　面
Vertical Section Map

第1表 玉川温泉附近地質総括表

Geology of Environs of Tamagawa Hot Spring

八幡平および森吉山図幅地域 Areas of Sheet maps "Hachimantai" and "Moriyoshiyama"		玉川温泉地域 Tamagawa hot spring area		
湿地堆積物 Swampy deposits		現世堆積物 Recent deposits	北投石の沈澱 Precipitation of Hokutolite	新期凹地形成 formation of younger crater
焼山火山噴出物 Yakeyama volcanics	焼山上部熔岩 Yakeyama upper lava	笹の台熔岩 Sasanodai lava		
	焼山下部熔岩 Yakeyama lower lava	各務沢火山灰層 Kagamisawa volcanic ash bed	…爆裂作用… explosion	古期凹地形成 formation of older crater
		鹿湯川熔岩 Shikayugawa lava		
前焼山火山噴出物 Per-Yakeyama volcanics				

高度差は約 50 m である。

4. 地　質

玉川温泉附近の地質図を第2図に示す。本地域の模式的層序は凹地の側壁においてよく観察されるが，その層序は第1表に示す通りである。

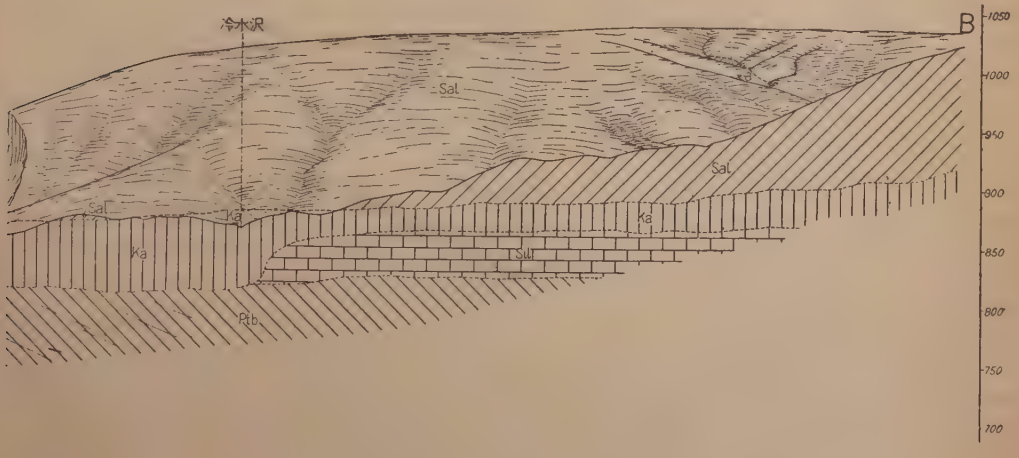
八幡平および森吉山両図幅[4),8)]を参照すれば，玉川温泉が成因的関係を有すると思われる焼山火山およびその周辺の地質は第3図の通りである。すなわち玉川温泉地域の鹿湯川熔岩以上は第四紀の焼山火山噴出物に属し，最下位の前焼山火山噴出物は第三紀末の田沢酸性火山岩類[8)]を覆い，焼山火山噴出物によつて覆われるものであつて，その時代は第三紀か第四紀か不明である。

4.1 前焼山火山噴出物

温泉凹地の底部全面にわたつて分布する火山噴出物をいい，凹地東南部に標式的に露出する。調査地域内の最下位層であり，また地域外で相当層がみあたらないので対比が困難であるが，田沢酸性火山岩類よりは新しいと思われる。柴倉火山噴出物[8)]との関係は明らかでない。

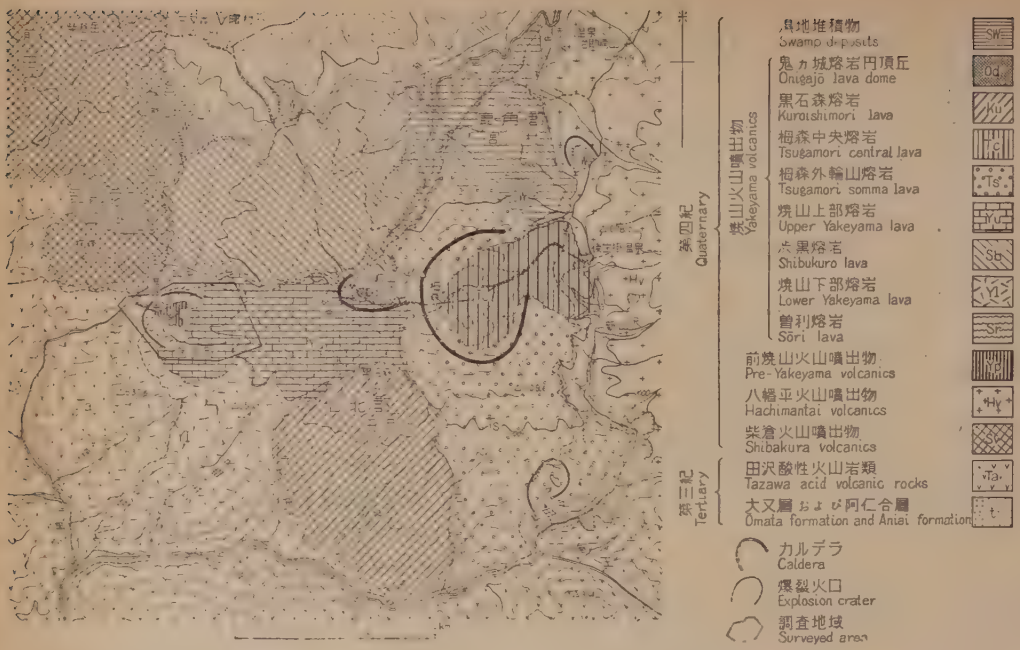
本噴出物は爆発による生成物の岩相が卓越し，かつその走向傾斜は焼山火山とは逆方向を示すので，附近に存在する中心不明の火山の噴出物であることが予想される。また鹿湯川熔岩との間の比較的著しい侵蝕間隙はこの火山が焼山火山と一応無関係であることを裏書きしている。

本噴出物は凝灰角礫岩を主とし，これに熔岩・凝灰岩



図

of Tamagawa Hot Spring Area



第3図　焼山火山およびその周辺地質図

Geological Map of Yakeyama Volcano and its Environs

・凝灰質泥岩および火山円礫岩を伴なう。凝灰角礫岩中の岩塊は0.5～2mに達し，膠結物は火山礫凝灰岩質である。田口堰でみられる凝灰岩は白色軽石を多く含み，凝灰質泥岩は灰色で層理がよく発達する。

凝灰角礫岩中の岩塊は暗灰色粗鬆で，約2mmの斜長石の斑晶および微斑晶に富み斑状を呈する。石基はガラス質である。熔岩は著しく珪化しているため，原岩は明らかでないが，斑状構造を呈し，まれに単斜輝石の斑晶の外形を残しており，輝石安山岩と推定される。

毒ガス沢附近の凝灰角礫岩中の岩塊を検鏡すれば，久野久[2]の分類（以下これによる）のVd型に属する橄欖石普通輝石紫蘇輝石安山岩である。斑晶の斜長石は曹灰長石に属し，大部分虫喰状に融蝕されている。石基はガラス基流晶質組織を示し，その輝石は単斜輝石および斜方輝石であるが，後者がその量において遙かに多く，橄欖石の反応縁をなすものには前者が多い。

4.2　焼山火山噴出物

本地域の焼山火山噴出物には鹿湯川熔岩・各務沢火山灰層および笹の台熔岩がある

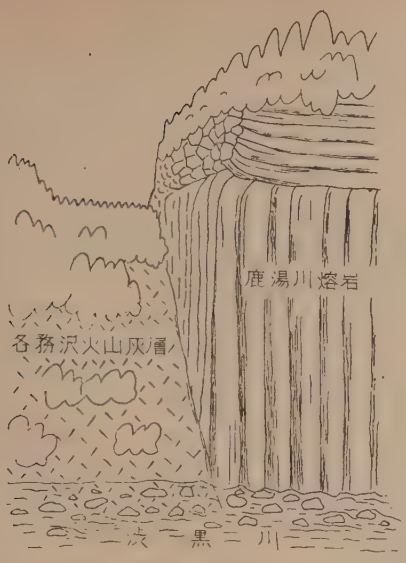
鹿湯川熔岩：　毒水排除トンネル附近から鹿湯川の両岸に発達する熔岩をいう。この熔岩は凹地の南および北壁の下部に露出し，東壁には露出しない。田口堰河床で，前焼山火山噴出物に不整合に乗る関係がみられる。

本熔岩は一般に微弱な変質のため暗灰色を呈するが，毒水排除トンネル出口附近で採取した新鮮な岩石は灰色，やゝ多孔質で，約2mmの斜長石と約3mmの輝石の斑晶に富み，とくに後者が多いことが特徴である。石基は結晶質である。本岩を検鏡すれば$Vd_{\rightarrow c}$型に属する普通輝石紫蘇輝石安山岩である。斑晶の斜長石は曹灰長石に属し，累帯構造は少なく，清透のものが多い。石基は毛氈状ないしガラス基流晶質組織を示し，その輝石は単斜輝石である。ほかに晶洞鉱物として黒雲母・クリストバル石および鱗珪石が認められる。

各務沢火山灰層：　鹿湯川熔岩を覆い，笹の台熔岩によつて覆われるロームを主とした火山灰層をいう。標式的露出は小豆沢に向かう県道に沿つてみられる。

本層は冷水沢下流の南壁で鹿湯川熔岩を整合的に被覆する。しかし凹地北方においては，両者は直立に近い面で接するが，この関係はこの面の西方延長方向の渋黒川に沿う北投畝と称する絶壁の北部でみられる。こゝでは両者は第4図のように直立した薄い粘土を挟む面で接するが，この関係は鹿湯川熔岩の末端が風化，変質等の作用を受け，節理に沿つて崩壊して生じた急崖の北側に本層が堆積したことを示すものと思われる。

本層は赤褐色～黄褐色のロームあるいは粘土を主とし，しばしば安山岩の礫を含有する。また，細粒砂・粘土あ



第 4 図　北投巌附近の鹿湯川熔岩と各務沢火山灰層との関係
Relation between Shikayugawa Lava and Kagamisawa Ash Bed at Hokutoiwa

るいは炭質物によつて層理を示すことがある。

笹の台熔岩： 笹の台の東に急崖をなして露出する熔岩をいう。東森の頂部にのる熔岩は弧立しているが，岩質からみて明らかに本熔岩に属する。本熔岩が各務沢火山灰層を覆う露出は各務沢で観察される。

本熔岩を各務沢で観察すると，下部に厚さ 55 m の自破砕部分がある。この部分は数～数10 cm の灰色無斑晶，粗鬆の角礫および黒色多孔質の基質からなる。この上に 65 m の厚さの垂直柱状節理を有する灰色堅硬の部分があり，さらに上部には黒色あるいは暗赤色の岩滓状部分がある。

本溶岩中の斑晶の斜長石は 1 mm 以下の小さいものが非常に多く，中粒のものは少なく，5 mm に達する大きな斑晶をまれに有することを特徴とする。検鏡すれば，$V_{a\to d}$ 型に属する橄欖石紫蘇輝石普通輝石安山岩である。しばしば石英の外来結晶を有し，斑晶の斜長石は曹灰長石ないし亜灰長石に属し，累帯構造著しく，融蝕されたものもある。石基はガラス基流晶質組織を示し，周りを紫蘇輝石で囲まれた橄欖石，単斜輝石で囲まれた斜方輝石および単斜輝石を含む。またアルカリ長石の斑点，黒雲母・角閃石およびクリストバル石がある。溶岩流の中心部では，クリストバル石は無く石英が晶出している。

4.3 現世堆積物

現世堆積物には地辷り性崩壊によつて生じた砕屑物，河成堆積物および湿地堆積物がある。

地辷り性崩壊によつて生じた砕屑物： 本砕屑物は粘土を主とするが，下部には安山岩塊および角礫の強く珪化されたもの，あるいは不変質のものを含む。これらの岩塊および角礫は変質からまぬがれた岩塊あるいは地辷り性崩壊の際の破砕物質である。本砕屑物の分布は地辷りおよび崩壊の項において述べる。

河成堆積物： 現在あるいは最近の河床の堆積物をいう。そのおもなものは凹地の北西半に分布し，その他凹地の各所，笹の台熔岩の上などに分布する。

凹地内の堆積物は田口堰下流で，傾斜した前焼山火山噴出物の浸蝕面上に水平に堆積している。よく成層した礫，砂および粘土の層であるが，白い珪質の温泉変質生成物が多い。笹の台熔岩上のものは熔岩の表面の岩滓状部分の上に緩い傾斜でのる。安山岩の角礫ないし円礫を含む灰色～黄褐色砂，黄褐色粘土および炭質物の互層で，しばしば樹木の破片および珪質の温泉変質岩の礫を含む。

湿地堆積物： 湿地は殺生窪南方および各務沢上流にあるが，この堆積物は主として軟弱の粘土からなる。

5. 温泉変質

温泉による変質帯は粘土化作用および珪化作用によるものが最も普通である。粘土化帯は含有鉱物の有無および種類により，無硫黄，硫黄含有および硫化鉄含有粘土化帯に分けられる。また微弱な変質帯として硫化鉄鉱染帯がある。以上5種の変質帯の分布を第5図に示した。また図上に示してないが，さらに微弱な変質帯がその周りにあつて，熔岩は暗色に変色している。この岩石を検鏡すれば，石基の間隙に淡褐色の粘土鉱物を生じている。

5.1 硫黄含有粘土化帯

本帯は硫黄を含有し，硫化鉄を含有しない粘土化帯をいう。現在活動中あるいは最近まで活動していた噴気孔附近の地表部に薄く分布する。珪化帯とは明瞭な境界を有し，東森で観察すると本帯が上位である。

本帯は淡黄色を呈し，場所により純粋の硫黄で置換せられていることもある。原岩が凝灰角礫岩の場合，硫黄はほとんど膠結物質のみを交代している。

5.2 珪化帯

本帯は強度に珪化し，堅硬緻密質あるいは多孔質になつている帯をいう。無硫黄粘土化帯と硫黄含有粘土化帯の境界附近および湯川に沿う地域に発達し，無硫黄粘土化帯の上位に存在する。原岩が熔岩あるいは凝灰角礫岩の場合，その組織は一般によく保存されている。

第5図　玉川温泉変質帯分布図
Distribution of Altered Zones

5.3　無硫黄粘土化帯

本帯は硫黄および硫化鉄を含有しない粘土化帯をいう。本帯は地表において最も広く分布し，硫化鉄含有粘土化帯の上位にあり，その境界は明瞭である。本帯は全体が白色を呈するがアルミナ質か珪酸質かは判然としない。所々で蛋白石の小脈に貫ぬかれる。

5.4　硫化鉄含有粘土化帯

本帯は多量の硫化鉄の微粒を含有し灰黒色を呈する粘土化帯をいう。本帯は無硫黄および硫黄含有粘土化帯と漸移な境界面を示しつつその下位を占めるが，おそらく地下水面以下の還元帯に広く分布すると思われる。地表では玉川鉱山採鉱所その他，川岸などに露出するにすぎない。

本帯は主として灰黒～青黒色の粘土からなるが，各務沢におけるように硫化鉄粒のはなはだ多い部分では砂質の感じを与える。原岩が溶岩の場合，斑状組織が保存されていることがある。

5.5　硫化鉄鉱染帯

本帯は他の変質作用に比較して，硫化鉄鉱染作用のみが比較的卓越した帯をいう。冷水沢下流においては，走

向 N50°W のほゞ垂直の面を境として，数 m の距離で急激に不変質帯に移化する。

本帯に属する岩石は肉眼的に識別可能の硫化鉄の微粒により鉱染され，珪化作用および粘土化作用は微弱である。この結果，岩石は灰黒色を呈する。岩石の割れ目には硫化鉄の薄層が生じていることが多い。

6. 噴気孔および温泉

玉川温泉には多くの噴気孔およびいくつかの温泉がみられる。これら噴気孔および温泉に加えて，北投石および冷泉についての若干の観察事項を記載する。

6.1 噴気孔

噴気孔は東森周辺および殺生窪に最も多く，その他各務浜および大噴附近にある。殺生窪の噴気は水蒸気を伴なうことが少なく，存在位置の確認が困難で，また観察に危険を伴なう。噴気地帯では，地表に多くの網状の亀裂があり，その亀裂の各所から噴気し，噴出孔附近に多量の硫黄・明礬等を析出している。

6.2 温泉

温泉は湯川に沿うものと各務沢中流のものとがある。前者は湯川の河中にあつて沸とうしている。このうち湯川の源泉である大噴が最大湧出量を有する。各務沢のものはいずれも規模が小さい。笹の台熔岩の基底部より湧出するものは 25°C，やゝ下流のものは 45°C であつた。採鉱所附近のものは沸とうしている温泉のようにみえるが，各務沢の流水の底より噴気しているものである。

6.3 北投石

北投石は南英一[6]によつてすでに温泉凹地内および鹿湯川流域に 19 箇所の露頭が報告されているが，さらに今回の調査によつて，玉川薬師鳥居前にも多量の北投石が分布していることが明らかになつた。こゝの産状は浴場裏と同様で，凝灰角礫岩中の安山岩塊の周囲に淡褐色と鳶色の北投石が同心円状に互層しており，最大厚さ 3 cm に達する。この場所には珪華の沈澱があり，そのなかには植物化石も含まれており，また地形的にみてもこの附近は大噴温泉水の流れた跡と考えられ，したがつて北投石が沈澱したものであろう。

6.4 冷泉

湧出量の大きい冷泉が冷水沢上流 2 カ所（いずれも水温 5°C）と善助堰源泉の計 3 カ所に存在する。この他に冷水沢下流の南東崖と南沢上流の周囲の崖に多くの小さな泉が分布している。

7. 地辷りおよび崩壊

本節には温泉凹地形成にあずかる地辷りおよび崩壊の状況について記載する。温泉凹地の周囲の崖には，多くの地辷りおよび崩壊の跡がみられるが，狭義の地辷りおよび崩壊は少なく，多くのものはその中間型の地辷り性崩壊である。狭義の地辷りの跡と考えられるものは東森であつて，これは地形，笹の台熔岩の位置関係および同熔岩がむしろ東に傾斜して乗つていることから地辷り地塊と推定される。

地辷り性崩壊は温泉旅館裏・研究所裏・冷水沢—善助堰間・東森東方 2 カ所および玉川鉱山北方の計 6 カ所にみられる。温泉旅館裏のものは地形にかなり明瞭に現われ，県道に滑り面が露出する。研究所裏のものは地形に非常に明瞭に現われている。冷水沢—善助堰間のものは地形に現われており，また冷水沢の河床で約 3 cm 幅の粘土を挟む滑り面がみられる。この地辷り性崩壊は地形の侵蝕がかなり進んであり，比較的古い時期のものであろう。東森東方のものは地形上推定される。こゝにみられるドリーネ状の少凹地はこの地辷り性崩壊に伴なつて生じ，後，吸込孔として拡大されたものであろう。玉川鉱山北方のものは地形上推定され，かつ辷り面の一部がみられる。

崩壊は凹地東部の崖に著しい。玉川鉱山採鉱所附近から殺生窪附近にわたつて，直径が数 m に達する安山岩塊の転石が非常に多い。これは岩質上明らかに笹の台熔岩であり，南東の崖より崩壊してきたものである。この転石がいずれもドクロ岩と称せられるように奇形を呈するのは，噴気による選択的変質のため，熔岩内部の自破砕構造が表面に現われたことによるものである。この崩壊は節理に富む笹の台熔岩の下位に軟弱な各務沢火山灰層があるため，同熔岩の変質を待たずにひき起される。この現象は現在各務沢において観察される。

また，大噴附近では前焼山火山噴出物が数箇の地塊に分割されている。これは近藤忠三[3]の指摘したように，局地的陥没の反復によつて生じたものであろう。

8. 玉川温泉の活動の推移および湧出に関係ある弱線

8.1 玉川温泉の活動の推移

玉川温泉の活動は附近の地形の発達と密接な関係を保ちながら続いてきている。温泉附近の凹地地形について最初大橋良一は過去の爆裂作用を考えたが，津屋弘達[12]は爆裂火口でなく変質および侵蝕の反復によることを予想し，近藤忠三[3]もほゞ同様な結論に達した。今回の調査によつても変質および侵蝕作用が最も主要な営力と考えられるが初期の爆裂作用も予想される。以下本項では地形の変遷および変質帯の分布と関連しての温泉活動の

推移を述べる。

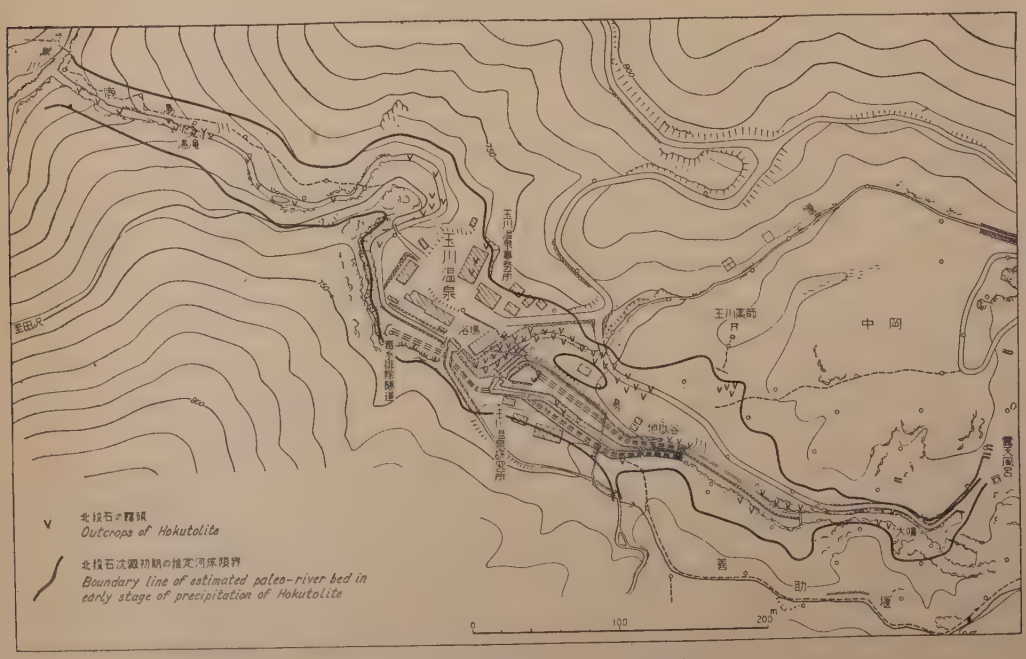
温泉活動の開始： 玉川温泉が焼山火山の西麓に位置し，また凹地内では東方の崖下に噴気帯が偏つていることはこれらが焼山火山と同一の源から発し，火山体の圧力の弱い所を選んで湧出してきたことを暗示している。したがつて活動の開始は鹿湯川熔岩流出以後と推定される。

温泉凹地の形成： 凹地の萌芽生成には一種の水蒸気爆発があずかつたと考えられる。これによつてまず現在焼山火山南東麓にみられる蟹沼のような小爆裂火口を生じ，以後地辷り，崩壊および侵蝕による凹地拡大作用が始まつた。この作用は途中笹の台熔岩の流入によつて中断されたが，この中断までに形成せられていた凹地を古期凹地，以後再拡大によつて形成されたものを新期凹地と呼ぶこととする。古期凹地の存在は一度凹地地域を覆つたはずの鹿湯川熔岩が凹地の南東壁にみいだされないことによつて推定される。すなわちかつて存在した東側の鹿湯川熔岩の崖は笹の台熔岩によつて現在覆われているのであろう。また各務沢においてみられる各務沢火山灰層と笹の台熔岩との間の変質程度の顕著な差は笹の台熔岩以前にすでに相当の温泉活動があつたことを物語つている。

古期凹地の拡大は主として鹿湯川熔岩および各務沢火山灰層の侵蝕によつて進行した。前焼山火山噴出物はほとんど侵蝕を蒙つていない。新期凹地の形成は主として笹の台の崩壊によつて進行した。

凹地形成期間中の温泉活動： 凹地の西半には現在噴気活動がみられないにもかゝわらず，広い変質区域があることは活動が漸次西から東へ移つたことを物語つている。また中岡附近に点在する硫黄含有粘土化帯は，現在そこには噴気活動はみられないけれども，比較的新しい時期まで活動が行われていたことを示している。これらの変化は古期凹地への笹の台熔岩の流入によつて一時的に西へ移動した噴気地帯が，以後，新期凹地の拡大に伴なつてふたゝび東へ戻りつつある現象であろう。冷水沢上流の笹の台溶岩上の変質帯にも現在噴気活動はみられないが，笹の台熔岩によつて活動の中心地域が覆われた際，各所から噴気したことを示すものである。

北投石の沈澱開始： 玉川温泉の活動は前述のような広い変質帯によつてその永い歴史を示しているが，北投石はその一部分のみに産出し，その沈澱開始が比較的新しい時期に始まつたことを示している。北投石を現在沈澱せしめている温泉水の源は大噴であることは南英一その他[6]によつて明らかにされているが，北投石の分布からみても沈澱開始の頃から大噴がその源泉であつたと思われる。大射の位置とこれまで知られた北投石の露頭に



第6図 北投石分布図

Distribution of Hokutolite

よつて推定した湯川の初期の河床を第6図に示す。この旧河床は地形発達史上非常に新しい時期のものであり，北投石の沈澱開始はおそらく新期凹地形成以後に起こつたものであろう。

8.2 玉川温泉の湧出に関係ある弱線

以前，近藤忠三[3]は多くの噴気孔および温泉の配列方向を記載したが，これらを支配する要因はそれぞれ深さによつて異なる。

地表附近においては，毒ガス沢附近では地表の網状の亀裂に支配されて，また東森附近では東森の地辷り地塊の圧力のため，その周りに沿つて噴出している。

やゝ深い所にある要因は前焼山火山噴出物中の熔岩層であつて，大噴附近・殺生窪附近等においてはこの熔岩層の走向に沿つてその下盤から噴出している。

以上の支配要因を除いて温泉および噴気孔全体の配列をみると，噴地の東方の崖に沿う NE—SW 方向および湯川に沿うNW—SE方向が卓越しており，これはまた地辷りなどを引き起こすことによつて温泉噴地に三角形を帯びさせる原因となつている。前者の方向はその北方延長方向に叫沢の噴気帯があること，冷水沢下流の小断層および附近第三系の断層系と走向を一にすることなどのためとくに重要である。

9. 放射能探査

9.1 放射能探査の方法および結果

玉川温泉における地表放射能強度の測定はすでに富永[11]および落合[7]によつて行われている。筆者らはこれらの測定結果を参考にして，やゝ広い地域にわたつて測定を行い，玉川温泉附近の地表における放射能強度分布を鮮明にするように努めた。また一部の測点では地表下数10cmまでの表土中の放射能強度を測定し，放射能強度分布の意味ができるだけ明瞭に理解されるように努めた。

地表における探査を実施した区域は毒ガス沢ならびに湯川流域を中心とし，各務沢・冷水沢に及んでいる。測点の間隔は E30° S の方向に約 50m，S30° W の方向に約 30 m であるが，湯川流域の一部では S30° W の方向に 15 m とした。これらの測点は地形測量と同時に設定した。

測定に使用した携帯用シンチレーション・カウンターはカナダ C・A・E 社製 Model 963 Scintillometer で，大きさ 1″×1″×314″ の NaI(Tl) 結晶を使用してγ線強度を測定するようになつている。測定に際してはレートメーターの指示を 30 sec ごとに 4.5 min 読取り，10回の測定値の平均を求めた。測定精度は±10%程度と考えられる[10]。

第7図は地表におけるγ線強度の分布図であつて，等強度線の間隔はバックグラウンドの附近で2つの線の中心の強度の約 40% になるように定めた。この分布図で次のことがらが注目される。

（1） 大噴下流の湯川沿岸および同右岸の堆積地上で著しく放射能強度が高いことが認められる。

この放射能強度の異常地域は北投石の産地として知られている区域を含み[7]，その他の区域は現在湯川の流域であるが過去に湯川が流れていたことが明らかに認められる。

（2） その他の地域でも，測定の誤差を超す程度の強度の変化が認められるけれども，この変化の分布は岩石や変質帯や噴気孔の分布とは対応しない。

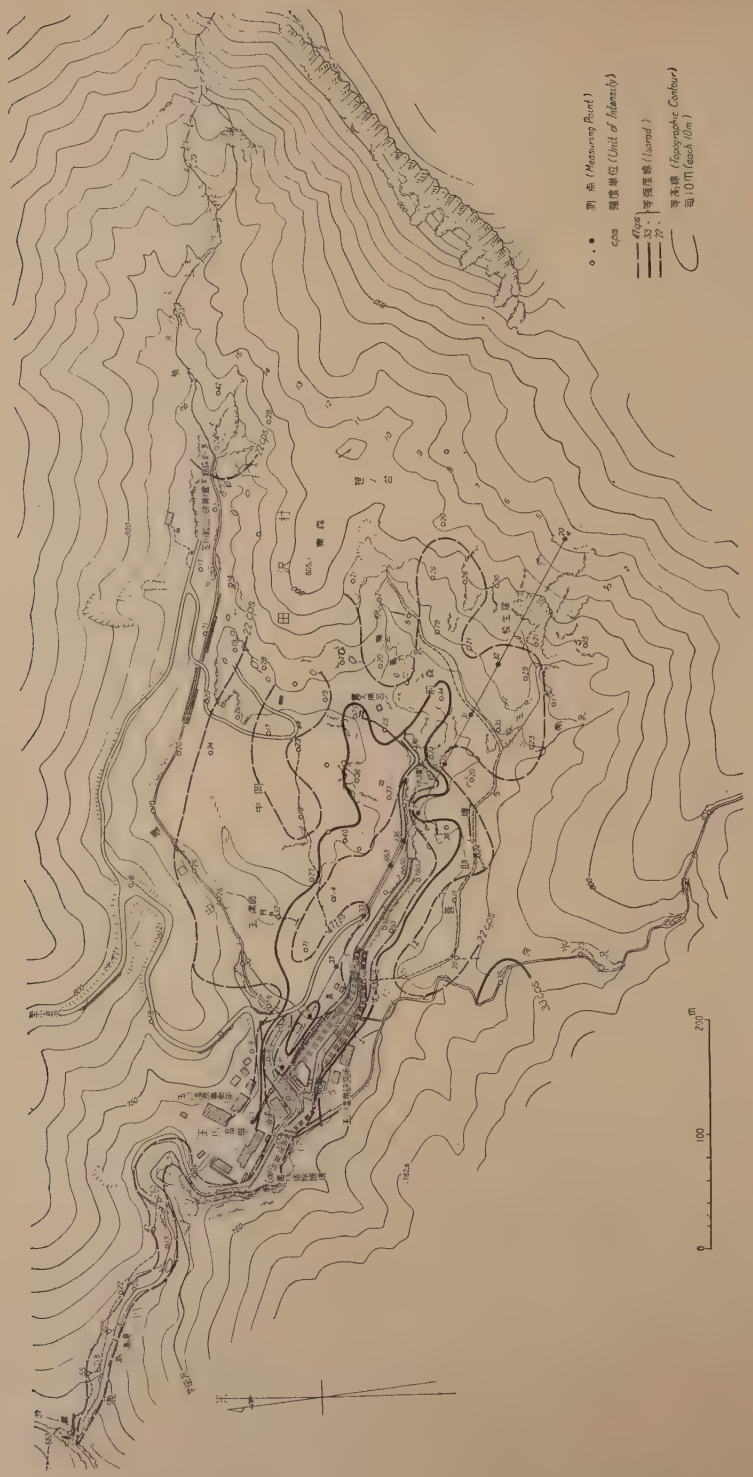
また，地表に設けた測点の一部において，ハンドオーガーで作孔して，GBLIT 型 G.M. 計数管を孔中に挿入して表土中のγ線強度を測定した。測定には科研製 SU-P1 型サーベイメーターを使用し，レートメーターの指示を 30 sec ごとに 4.5 min 読取り 10 回の測定値の平均を求めた。測定誤差は±10% 以下であると考えられる[9]。測定した孔の深さは 30～70 cm であつた。

第8図は地表下のγ線強度の分布である。地表で著しい放射能強度の異常を示す地域においては，深さに対する強度の変化が大きい場合が多い。その他の地域では，作孔できた深さの範囲では表土中のγ線強度の変化は認められなかつた。

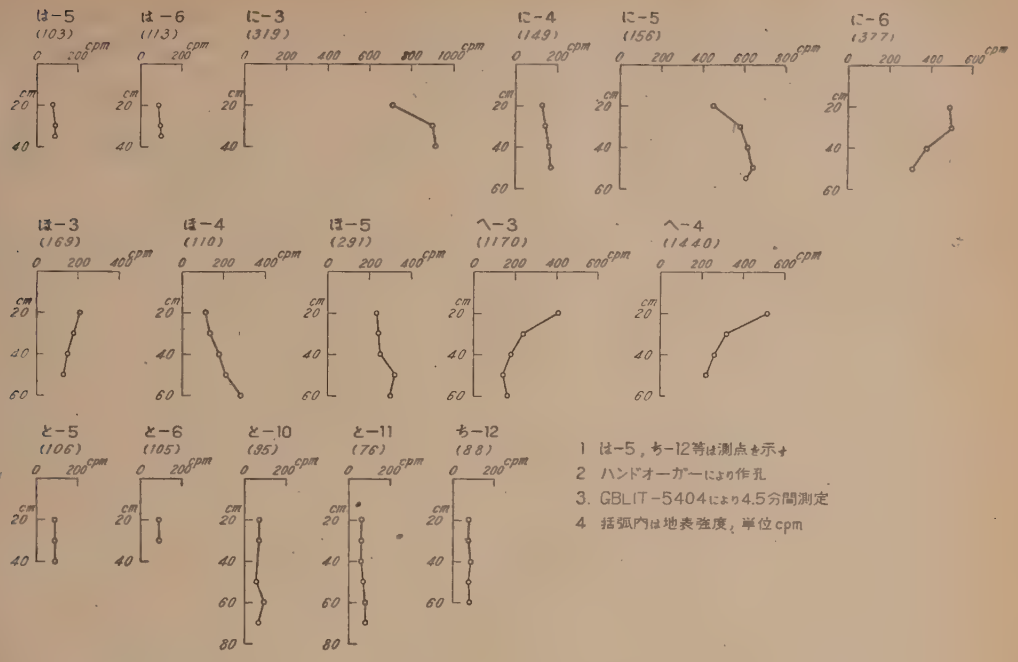
9.2 放射能探査結果の検討

地表探査の結果放射能強度の高い地域が認められたが，最も強い地点での値 780 cps は，他の地域における探査の結果によつて推定すると，放射性成分がすべて放射能平衡にあるウラン系の元素からなるとすると，その測点の附近の表土の酸化ウラン含有量は 0.06% 程度に相当し，数 100 cps の測点では表土中の酸化ウラン含有量は 0.01% 以上に相当するはずである。一方，数個の孔中から採取した表土の試料について化学分析を行い，ウラン含有量を調べたところ，第2表に示すように，放射能強度の強弱にかゝわらずウラン含有量 0.001～0.000% であつて，放射能強度に対応していない。したがつて，玉川温泉附近の地表ないし表土中には，資源となりうる程度に濃集したウランは存在しない。

以上のことから，この地域における著しい放射能異常は放射能平衡にないウラン系元素ないしトリウム系元素によるものであると考えられる。ところが，放射能強度の異常地域は過去および現在の湯川流域に限られており，その地域には北投石が分布している。また肉眼で北投石



第7図 放射能強度分布図
Isorad Map at Tamagawa Hot Spring



第8図　玉川温泉孔内放射能強度
Radiation Intensity in the Drill Hole at Tamagawa Hot Spring

第　2　表

試料採取位置 Locality of Sample	ウラン含有量* U content by Chemical Analysis (%)	試料β線強度** β Activity of Sample (c.p.m)	同右による酸化ウラン当量*** Equivalent Content of U_3O_8 by β Activity (%)	孔内γ線強度 γ Activity in Drill Hole (c.p.m)
に— 5　地表下 55 cm	0.001	42.4	0.02	610
〃　〃　〃	0.000	9.9	0.005	
ほ— 4　〃　60 〃	0.001	1.8	0.001	280
へ— 4　〃　60 〃	0.000	13.4	0.006	160
と—11　〃　70 〃	0.000	0.9	0.001	90
北投石標本	0.000	430.0	0.2	—

*　分析：　貴志晴雄
**　科研BL 1型マイカウインドウ計数管により測定
***　他地域で採取した試料のβ線強度と化学分析によるウラン含有量との関係により推定

が認められない異常地域でも，大噴以下の湯川下流において微粒の北投石が温泉沈澱物として生成されていることがほゞ明らかとなつているので北投石の微粒が表土中に含まれているものと考えられる。したがつて放射能異常は北投石に含まれるラヂウムによるものであり，トリウム系元素によるものではないと考えられる。なおこれらの異常地域の表土中で放射能強度の系統的でない変化が認められるのは，湯川の除毒工事のため人工的に表土が移動したためと考えられる。

一方，北投石の成分を湯川に供給していると考えられる大噴は湯川中に生じた噴気孔である。大噴の噴出ガス中には放射性気体元素であるラドンおよびトロンが相当

多量に含まれており，とくに大噴上流の叫沢噴気孔群やその他の焼山周辺の噴気孔群に比較してトロンを多量に含んでいる。トロンは半減期が短かく 5.4 sec にすぎないので，大噴へ放射性ガスを供給する物質は地下の比較的浅いところにあると考えられている。[1] そしてこの物質は同時に北投石に含まれるラジウムを供給し，さらにこの物質中にウランが含まれていると想像することもできる。しかし，現在の知識によつてこの物質が存在する深さを定量的に求めることは不可能であるばかりでなく，地表の測定からこの物質の状態を——特にウラン資源として認められるかどうかを——推定することはきわめて困難である。

10. 結　語

秋田県玉川温泉附近の地質調査の結果，第 1 表の通り地質の層序が明らかとなつた。表にみられるように温泉および噴気孔の活動はその変質作用から推して鹿湯川溶岩流出後開始されたものであり，北投石の分布より推せば，北投石は大噴に起源を有し，その沈澱開始は新期凹地形成以後である。

同地域に実施した放射能探査の結果，放射能強度が異常に高い地域を認めた。この地域は北投石の分布と一致し，放射能の原因は北斗石に帰せられる。

北投石の分析の結果，北斗石の放射能はラジウムのためで，ウランのためでないことが明らかとなつた。

北斗石中のラジウムの起源については，それがマグマにあるのか，温泉の通過する基盤岩にあるかはいまのところ明らかでない。しかしいずれにしてもこの地域の地表ないし表土中には資源としてのウランの濃集は認められない。したがつて，現在の段階ではこの地域はウ資源開発の対象とはなり得ないと考えられる。

(昭和 30 年 8 月調

文　献

1) 岩崎岩次外：玉川温泉の成因についての考察，化学討論会講演要旨，1953—10

2) 久野　久：火山及び火山岩，岩波書店，1954

3) 近藤忠三：玉川除毒対策に関する玉川温泉群調告書，秋田県，1954

4) 河野義礼・上村不二雄：5 万分の 1 地質図幅八地質調査所，未公刊

5) 南　英一：玉川温泉について，地球化学討論会要旨，1953—10

6) 南　英一：玉川温泉の北投石について，鉱物学Vol. 2, No. 1, 1954

7) 落合敏郎：玉川温泉における放射能探査について物理探鉱，Vol. 6, No. 1, 1953

8) 大沢穠・角清愛：5 万分の 1 地質図幅森吉山，地調査所，未公刊

9) 佐野浚一：携帯用放射線測定器について，地質所月報，Vol. 6, No. 12, 1955

10) 佐野浚一：携帯用シンチレーション・カウンターについて，地質調査所月報，Vol. 6, No. 12, 1955

11) 富永　斉：玉川温泉の理学的研究，玉川温泉研究十周年誌，1954

12) 津屋弘達：秋田県焼山火山と玉川温泉，玉川温泉研究会十周年誌，1954

553.495 : 550.835(521.23)

栃木県足尾鉱山放射能探査報告

佐野　滓一*

Radiometric Survey at the Ashio Mine, Tochigi Prefecture

By

Shun'ichi Sano

Abstract

Radiometric survey with carborne scintillation counter was carried out at the Ashio mine and its neighbourhood. The Ashio mine, Tochigi prefecture is one of the largest copper mine in Japan, and its ore deposits comprise two different types; copper lodes in the rhyolite mass and massive copper deposits.

On the ground surface, usual carborne survey was carried out near the adits of mine. The kind of carborne surveyings was also carried out with scintillation counter, utilizing mine truck line. The spead of the truck was about 4 km per hour. The observation of minute variation of radiation intensity relating to the vein of the deposit was difficult, because the recording system of scintillation counter used in this survey has relatively long time constant. However, the decrease of radiation intensity was noticed at both veins.

1. 緒　言

和30年度核原料物質探査事業として，広地域にお放射能強度分布を，迅速に測定する各種の方法に関研究調査を物理探査部において実施してきたが，そ環として昭和31年3月栃木県上都賀郡足尾鉱山おその附近において鉱山およびその周辺における能率放射能探査の方法に関する研究調査を実施した。

山における放射能探査の方法として，（1）鉱山おその周辺の地表における放射能測定，（2）坑道内ける放射能測定，（3）試錐孔内における放射能測（4）選鉱場，貯鉱場あるいは製錬所における粗鉱・・廃石等の放射能測定等が考えられる。今回は調間が短かかつたため，鉱山附近における自動車探査ー・ボーン探査）と坑道内における坑車を利用する（以下坑車放射能探査ないし坑車探査と称する）と施した。

車探査は昭和30年8月佐藤光之助・小島整志・小丸によつて静岡県上肥郡清越鉱山において最初に試れ，とくに著しい放射能強度の異常を発見しなかつたけれども，放射能強度と地質・鉱床との間に興味ある関係が存在することがみいだされた。しかし放射能鉱物鉱床以外の鉱床に関連する放射能強度の変化は，放射能測定の誤差に比較して大きくないので，このような変化を測定するためには測定の方法に充分注意する必要がある。今回の調査ではこのような問題に関する検討をも行つた。

本調査には筆者のほか，氏家明・小林創・土居啓司・松本信一が参加した。調査に際し多大の援助・協力を与えられた古河鉱業株式会社竹内英雄氏，同社足尾鉱業所地質鉱床課長草薙忠明氏ならびに課員各位に対し厚く御礼申上げる次第である。

2. 位置および交通

調査地域は栃木県上都賀郡足尾町・群馬県勢多郡東村にわたり，群馬県桐生市から国有鉄道足尾線により約40km，2時間で現地に到着する。古河鉱業株式会社足尾鉱業所に対する最寄駅は通洞である。

足尾線にほゞ並行して自動車道路があり，さらに足尾町から日光町に至る自動車道路も開設されているが，冬期には積雪のため交通不能となる場合がある。

物理探査部

第1図 位 置 図
Locality of Ashio Mine

3. 地質，鉱床および採鉱

3. 1 地 質

本地域はおもに渡良瀬川右岸の秩父古生層を貫ぬく花崗閃緑岩および流紋岩からなり，また河岸段丘が局部的に発達している。第2図として地質図を示した[2]。以下，探査に直接関連のある岩石について簡単に記述する。

秩父古生属は砂岩・粘板岩およびチャート等からなり，NE—SW に至る一般走向を有し，NW または SE にかなり，急傾斜しているが，チャート層は局部的に著しい擾乱を呈し，褶曲構造を呈している。古生層が沢入花崗閃緑岩と接するところでは，接触変成作用によりホルンフェルスを生じている。

沢入花崗閃緑岩は先新第三紀に古生層を貫ぬいて迸入したもので，粗粒で斑状構造がきわめて顕著である。岩相は周辺部へ向かつて粗粒なものから，より細粒なものへと移化する傾向がある。

足尾流紋岩は新第三紀に古生層を貫ぬいて噴出した溶岩斗状噴出岩体であつて，周囲の山塊から分離して高く突立している。周辺部には貫入角礫岩体を形成している。本岩は古生層の諸岩石，沢入花崗閃緑岩およびホルンフェルスなどを補獲し，とくに古生層との接触部に多くみられる。本岩体はしばしば角礫質流紋岩岩脈を伴ない，主として古生層の角礫を含む。

河岸段丘砂礫層は火山灰・浮石・古生層の諸岩石・花崗閃緑岩・石英斑岩・安山岩等の礫からなる。

3. 2 足尾鉱山の鉱床および採鉱

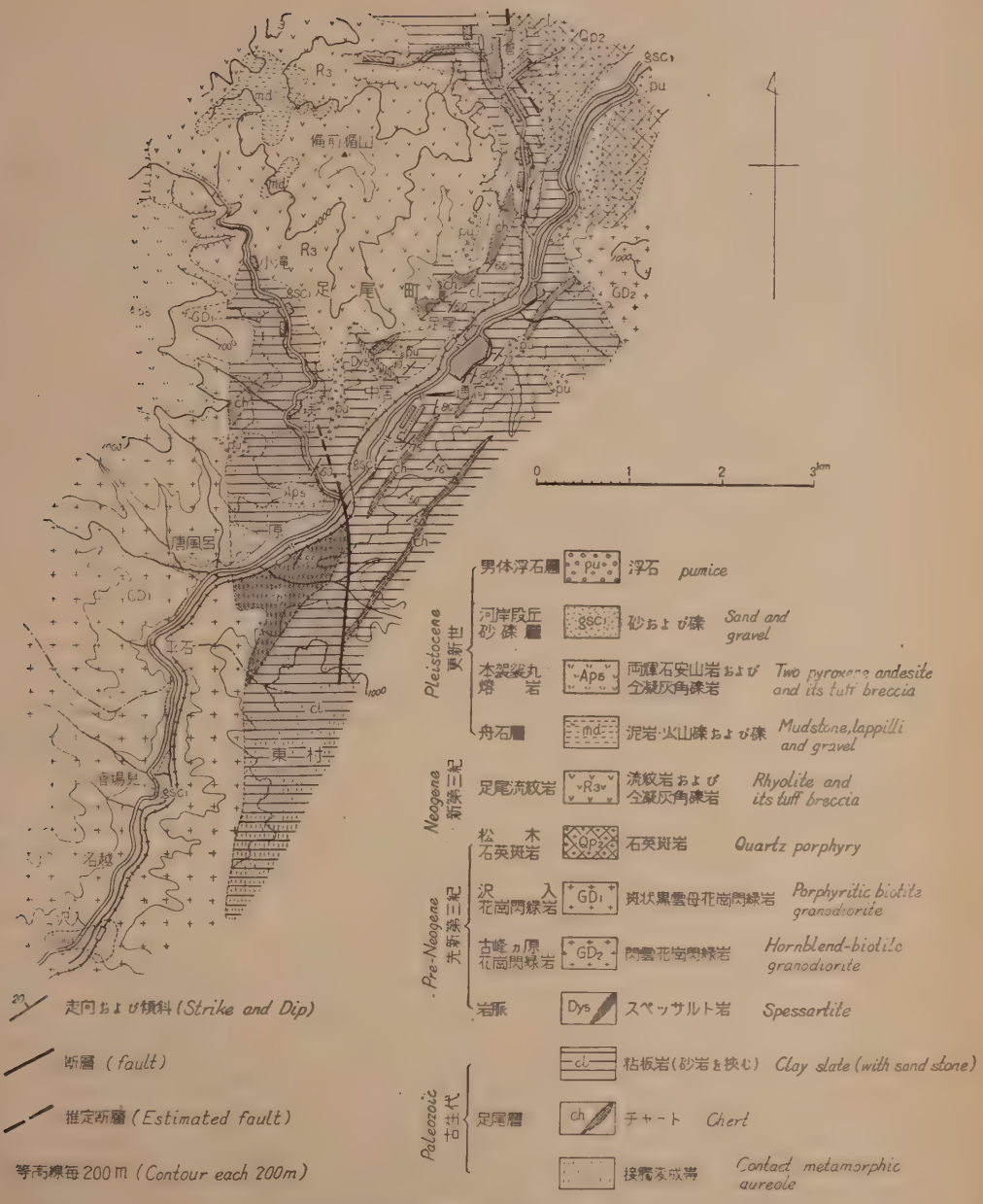
足尾鉱山の鉱床は熱水性石英銅鉱脈ならびにいわゆる河鹿鉱床と呼ばれる塊状または鉱染状銅鉱床からなり，足尾流紋岩および古生層のチャートを母岩とする。

鉱脈は主として足尾流紋岩中に走向 N 60° E および N80°W の2系統の脈群として発達している。鉱脈は上部においては多数に分岐しているが，下部においては相集つて比較的小数の幹脈となる傾向がある。鉱脈は主として石英・黄銅鉱および黄鉄鉱からなり，脈幅数 10 cm 鑛幅 10 cm 程度である。主要な鉱脈を第1表に示した。

本鉱山には通洞，本山および小滝の3主要坑道があ

第1表 足尾鉱山の主要鉱脈

	走向 (°)	傾斜 (°)	既知走向延長 (m)	既知傾斜延長 (m)	平均鑛幅 (cm)	平均銅品位 (%)
横間歩鑛	N55E	NW75	2,090	820	16	1.8
二番〃	〃55〃	〃 83	250	65	6	1.7
四番〃	〃52〃	SE80	45	65	8	2.1
開盛〃	〃55〃	〃 80	913	660	10	1.8
新盛〃	〃80〃	S 50	1,400	790	12	1.5
永盛〃	〃65〃	SW75	591	688	10	1.5
神保〃	〃55〃	NW80	1,200	624	5	1.5
栄盛〃	〃50〃	〃 75	360	570	4	2.0
光盛〃	〃48〃	SE75	714	900	10	1.8
鯰子〃	〃65〃	〃 80	412	654	7	1.5
鯰子奥〃	〃60〃	NW60	430	392	5	1.5
大盛主脈〃	〃80W	SW50	330	550	4	1.7



第2図 足尾鉱山附近地質図

Geologic Map at the Ashio Mine and its Neighbourhood

本山と小滝とは同一坑準で海抜約690 m，通洞坑は海抜約600 m である。本山と小滝とを結ぶ大坑道を基準として約30 m の間隔で，上部に20段，下部に12段の坑準があり，これらの坑道は14本の竪坑および斜坑によつて縦横に連絡している。露頭部から既知最下底までの垂直距離は約800 m に達している。

採鉱法はすべてシェリンケージ法およびストーピング法を採用し，鉱脈は垂直距離約30 m ごとの鏈押坑道と坑井間隔約30 m ごとの区劃を設けている。採鉱後の充塡は坑内の廃石で行つている。切羽や坑道の支柱は木材を用いるが，主要電車坑道はコンクリート支柱を用い，ところによりコンクリートで巻いて固めてある。通洞坑準の主要運搬坑道は電車を通し，採掘された鉱石はすべてこれらの坑道を経て通洞選鉱場へ搬出される。坑道総延長は1,000 km を超える。

4. 自動車放射能探査

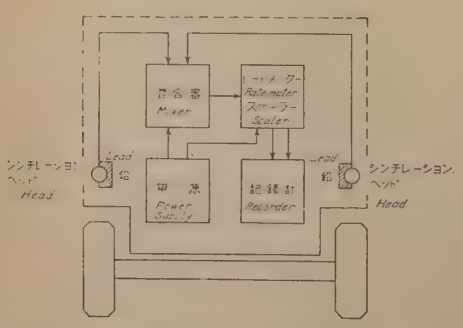
4. 1 自動車探査の測定区域

自動車探査は足尾町通洞から渡良瀬川に沿い東村沢入に至る道路延長約8.5 km および庚申山登山道入口（足尾町中居—原間）から庚申山川沿い小滝に至る道路延長約3.5 km において実施した。

4. 2 自動車探査の測定方法

放射能探鉱器（シンチレーション・カウンター）は岡山県南部地域および鳥取県中部地域における空中放射能探査に使用したものと同一で[3]，測定方法は鳥取県中部地域における自動車探査の場合とほゞ同様である。

NaI(Tl) 結晶（直径1.5″.×厚さ1.5″.）をもつ2つのシンチレーション・ヘッドを自動車の両側に置き，それぞれ自動車の内側に面する部分を厚さ約2 cm の鉛で覆い，2つのシンチレーション・ヘッドの出力を混合して放射能強度を測定した（第3図）。記録計によつて，



第3図 自動車探査の際のシンチレーション・ヘッドの配置
Configuration of Scintillation heads in the case of Car borne Surveying

1,000 counts ごとに1つの信号を記録し，記録紙の送り速度は60 mm/min とした。記録紙上の信号の間隔，すなわち 1,000 counts に要する時間から放射能強度を求めた。

自動車の走行速度は~~10~~ km/hr 前後であつた。走行距離は自動車に附属する距離計に基づいてほゞ0.5 km ごとに記録紙に信号を入れ，距離の基準とした。したがつて既知の距離を走行する時間が求められるので，信号を入れた地点間の平均速度が求められる。また明瞭な目標，おもに橋を通過するときに記録紙に信号を入れ，同時に自動車の距離計に指示される距離を読取つた。前述の距離の基準地点の間を等速度で走行したとすれば，記録紙上の信号の位置によつても目標の距離を求めることができる。

また，岩石の露出状況は測定結果の解釈上重要であると考えられるので，道路の切割や新鮮な岩石の露出等を通過するときにも記録紙上に信号を入れた。こゝではほとんど草木に覆われていない風化による土砂を含む岩石の露出をすべて露出と称する，また石垣は一種の人為的な露出と考えられるので，石垣を通過するときにも記録紙上に信号を入れた。露出や石垣を通過するときには自動車の距離計の読みをとらなかつた。

4. 3 自動車探査の測定結果

測定結果は第4図に示した。横軸は距離に比例するようにとつた。記録紙の送りは自動車の進行と連動していないので，ほゞ0.5 km 間隔の距離基準地点の間で自動車が等速度で進行したと仮定して，記録紙に自記された放射能強度を配分した。橋などの目標物の距離は前述のようにして2つの方法で決定され，それらの差異は距離決定の誤差，とくに等速度で進行したという仮定による誤差を示していると考えられる。第4図に示した結果によると，この誤差は最大80 m に達することもあるが，平均30 m 程度である。往復2回の作業における目標の位置の相違は距離計の読取り，目標の確認等，位置を標定する動作における誤差，往復の自動車の径路の多少の相違による誤差，および距離計自身の誤差などによると考えられる。

露出および石垣の位置は往路のみ記録した。沢入花崗閃緑岩が分布する地域では石垣はおもに同種の岩石からなり，秩父古生層が分布する地域では石垣はおもに足尾流紋岩からなり，沢入花崗閃緑岩からなると思われるものもある。

第4図には往復2回にわたつて測定した放射能強度を示した。往復による強度の差異には位置決定の誤差が含まれている。記録された強度の放射線の統計的変動によ

第4図　足尾鉱山附近自動車放射能探査結果　（昭和31和3月24日探査）

The Result of Car borne Survey in the Neighbourhood of the Ashio Mine

る誤差は確率誤差で ±2.13％（危険率5％のとき ±6.19％）である。記録紙の送り速度の変動による誤差は検討していない。また記録紙上に示された1,000 counts ごとの信号の間隔の読取りの誤差を ±0.2 mm とすると，読取りによる誤差は最高 ±4％ 程度である。このほか測定される放射能強度は（1）地形，（2）地形に対する自動車の相対的位置，（3）自動車の速度などによつて異なる。しかし昭和30年度他地域において実施された自動車探査の結果によると，自動車上で測定された放射能強度によつて道路附近に分布する岩石の放射能強度を直接比較することができる。

さて，沢入花崗閃緑岩の露出の一部において比較的高い放射能強度が記録されたが，他地域の花崗岩質岩石で測定された値に較べてとくに大きくない。比較的大きい値を示す露出の一つは古生層に接する部分で，上部は完全に表土化し，下部は大きな礫を含んでいる。他の露出は栃木・群馬両県境附近の新鮮な露出である。

古生層が分布する地域では石垣が多いため各地層の放射能強度を充分記録することができなかつた。この地域で記録された放射能強度はほとんど変化なく，比較的低い値を示している。

今回の自動車探査では放射能強度の異常増加は認められなかつた。また測定範囲がせまく，鉱山の近くでは道路附近の露出がよくなかつたので，鉱山に関係があると思われる放射能強度の変化は認められなかつた。

5. 坑車放射能探査

5. 1 坑車探査の測定区域

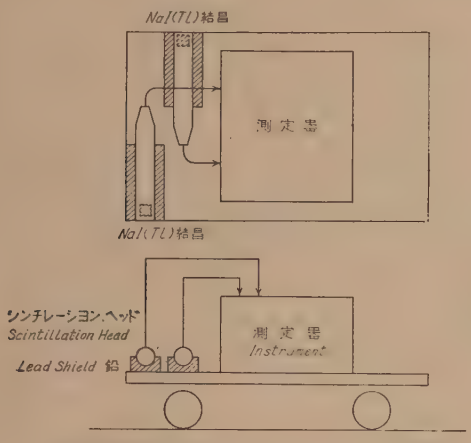
探査を実施した坑道は通洞坑準にある通洞大立入・天狗鎚押・通地長門峯立入等の現在電車を通している運

第5図 足尾鉱山坑車探査測線図
Topographic Map of the Ashio Mine

搬坑道と，通洞坑準から約 180 m 下にある下8番立入とであつて，測定した坑道距離は通洞坑準において延長約4.5 km，下8番立入において延長約0.5 km，総計約5.0 km である。これらの坑道は横間歩鏑・新盛鏑・栄盛間・光盛間等の主要鉱脈を横断する。

5. 2 坑車探車の方法

自動車探査の場合と同じ放射能探鉱器を器材運搬用の台車に乗せて坑道内の測定を行つた。シンチレーション・ヘッドは第6図に示すように配置し，天盤および左右の坑壁からの放射線によく感じ，踏前からの放射線を遮蔽



第6図 坑車探査の際のシンチレーション・ヘツドの配置
Configuration of Scintillation head in the case of Truck borne Surveying in adits of mine

するようにした。自動車探査の場合と同様に記録紙を60 mm/min の速度で送り，1,000 counts ごとの信号を記録した。下8番立入ではこのほかに記録紙を 120 mm/min の速度で送り，100 counts ごとに信号を入れる方法によつて測定を行つた。後の場合には1つの測定を行う時間が短縮されるから，放射能強度の微細な変化を記録することができる。

探鉱器をのせた台車に観測員1名が乗つて測定器を操作し，他の観測員は人車に乗つて位置の標定・坑道の状況の観察などを行つた。電車坑道では台車および人車を電気機関車により牽引し，電車を通さない坑道（下8番立入）では台車のみを人力で押して動かした。坑車の速度は電車の場合平均約5 km/hr，手押の場合約3 km/hr であつた。

位置を決定するために運搬坑道の分岐点，採掘坑道等を通るごとに記録紙上に信号を入れた。これらの目標間の距離は3,000分の1坑道図から読取つた。したがつて目標間を坑車が等速度で進行したとすると坑車の平均速度が求められる。坑道の状況としてはとくにコンクリート壁およびコンクリート支柱の有無に注目した。

5. 3 坑車探車の測定結果

記録紙上に 1,000 counts ごとの信号を入れた場合の測定結果を第7図に示した。したがつて位置を標定した地点（坑道）間で坑車が等速度で進行したと仮定して，放射能強度の測定値を配分した。同様にしてコンクリート壁・コンクリート支柱群・石垣等の位置を図示した。番号を附けた位置は位置を標定した地点である。位置決定の誤差は検討できなかつたが，自動車探査の場合に比較して速度がおそく，目標が明瞭である場合が多いので，自動車探査の場合より小さいと思われる。

坑道の状況は往路の場合のみ記録した。地質分類は足尾鉱業所から提供された資料[1]に基づいて決定した。したがつて第3節および第4節に引用した5万分の1足尾地質図幅による分類との関係は第2表に示すようになると考えられる。

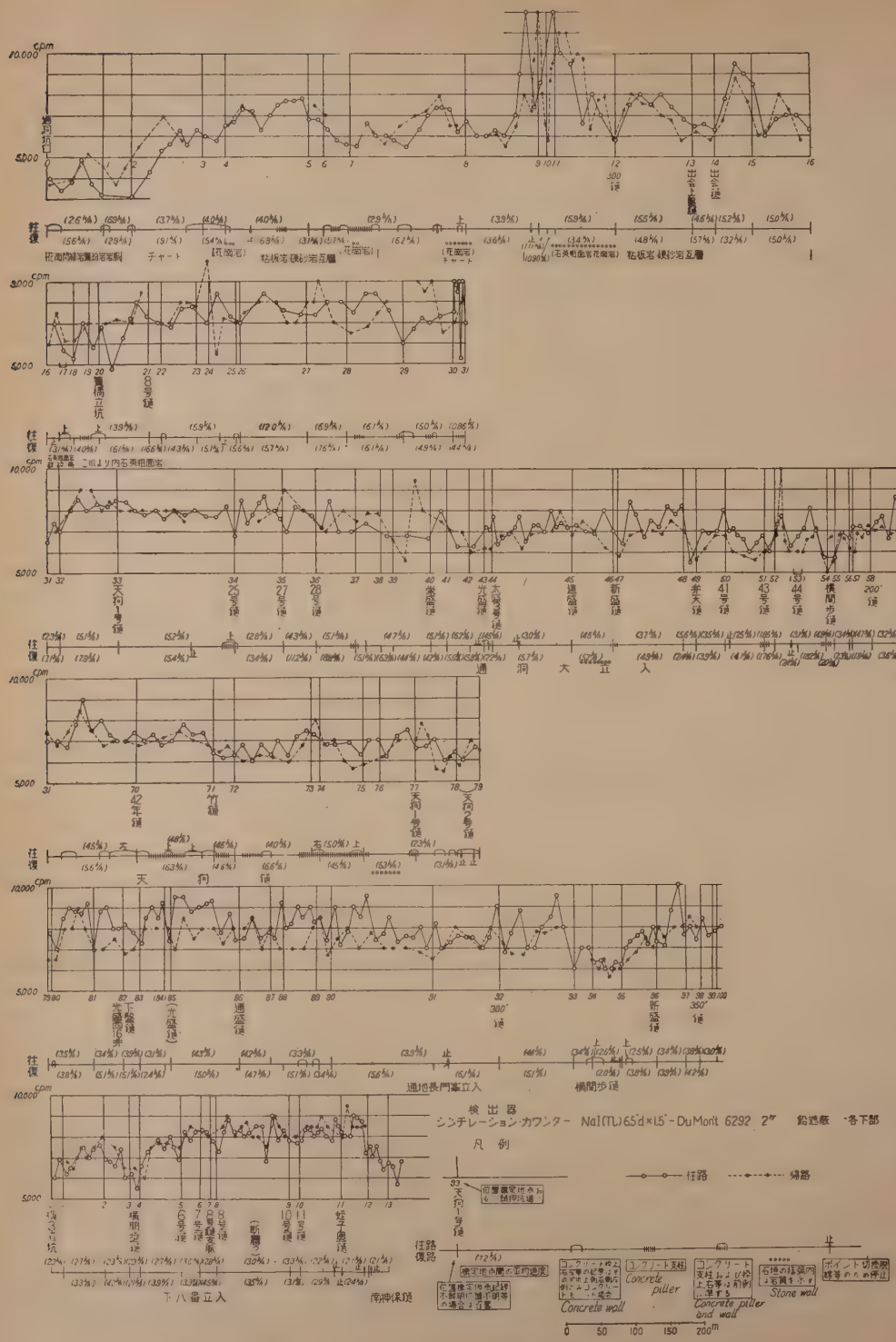
第 2 表

足尾鉱山地質図	5万分の1足尾地質図幅（足尾鉱業所地質鉱床課）
石英粗面岩	足尾流紋岩
花崗閃緑岩質玢岩岩脈	スペッサルト岩岩脈？
粘板岩硬砂岩互層	粘板岩（砂岩を挟む）
チャート	チャート

自動車探査の場合と同様に，往復2回の測定による放射能強度を図示した。古生層のなかで粘板岩・硬砂岩互層がチャートと接触する部分において比較的高い放射能強度が認められた。

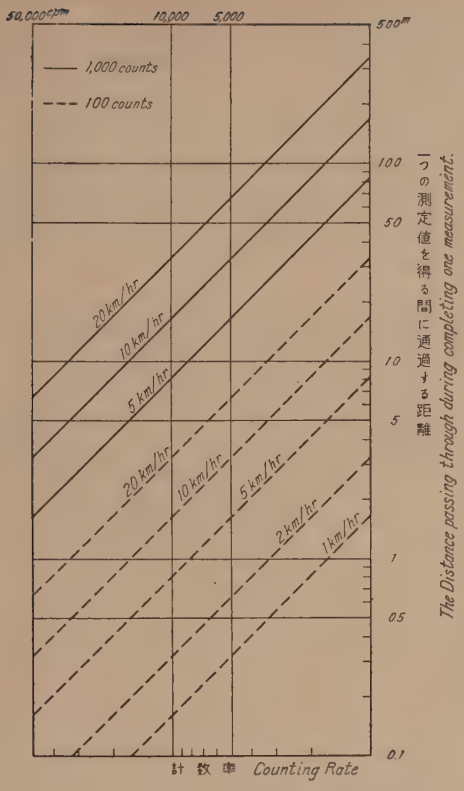
坑車探査による放射能強度は坑道の大きさ・坑道断面に対する坑車の相対的位置・坑車の速度等の影響を受けると考えられる。しかし自動車探査において隧道を通過する場合と同様であつて，坑道の大きさや坑道に対する坑車の位置によつてあまり変化しないで，自動車探査で同じ岩石の露出のよい場所を通過する場合の強度の約2倍の値が記録されると考えてさしつかえないようである。したがつて古生層の一部において示された比較的高い放射能強度は沢入花崗閃緑岩に対して同程度ないしそれ以下であると思われる。この附近には花崗岩質岩石の石垣が散在しているが，石垣は片側だけに存在し，高さ数10 cm にすぎず，またこの附近の強度変化は石垣の位置や粗材の種類とは関係がないように思われるので，石垣は放射能強度に大きな影響を与えていないと考えられる。

往復2回の測定における放射能強度の相違は，自動車探査の場合に比較して大きいように思われる。第8図に示すように，一つの測定値を得る間に坑車は約 10～15 m 進行し，この距離の間の放射能強度の平均値が測定



第7図 足尾鉱山坑道放射能探査結果 （昭和31年3月24日，25日探査）

The Result of Truck borne Survey in the adit of the Ashio Mine



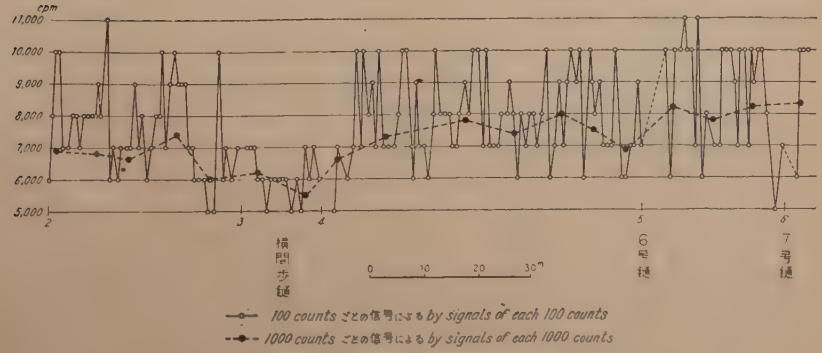
第8図　1つの測定値を得る間に通過する距離と計数率および速度との関係

The Relation between counting rate and the distance completing one measurement

されるので，この距離に比較して短い区間で実際の放射能強度の変化があると正確な強度が記録されない。坑車探査における往復の測定値の相違はおもにこのような原因に基づくものであると考えられる。自動車探査においてはおもに岩石の放射能強度の変化の測定を目的としているが，坑車探査ではより微細な変化を示すと考えられる鉱床の存在による放射能強度の変化を測定することを目的としている。したがつて自動車探査と同一の基準で測定を行うことはできないと考えられる。

下8番立入で 100 counts ごとの信号の間隔から放射能強度を求めた結果の一部を第9図に示した。1,000 counts ごとの信号の間隔から求めたものに比較して微細な変化に追随しているように思われる。この場合1つの測定値を求める間に坑車が通過する距離は約0.5～1.0 mである。100 counts ごとの信号の間隔から放射能強度を求める場合の放射線の統計的変動による誤差は，確率誤差で ±6.75％（危険率5％で±19.6％）である。信号の間隔の読取り誤差を±0.2 mmとすると，それによる測定値の誤差は ±15～20% である。これらの誤差を小さくするためには大型のシンチレーション・ヘッドを用い，適当な時定数のレートメーターを使用することが望ましい。一方坑車探査では検出器と坑壁とが密接していない場合が多く，このため微細な変化が平均化されて充分観測されない場合もある。したがつて細い鉱脈による放射能強度の変化を測定することはかなりの困難であると考えられる。

第7図によると優勢な鉱脈の位置では放射能強度の減少が認められる。すべての鉱脈の位置で放射能強度の減少が必ずしも認められないのは測定方式の時定数が長い（応答速度が遅い）ことのほか，これらの鉱脈のほとんどが採掘されたあとで廃石が充填されていることも影響しているかも知れない。また，放射能強度の異常増加と



第9図　下8番坑坑車探査結果

The Result of Truck borne Survey in the "Shita-Hachiban" adit

考えられる変化は認められなかつた。かりに20,000cpm以上を強度異常と考えると，1,000 counts ごとの信号を用いてこれ以上の強度の測定する間に坑車の通過する距離は4m以下である。したがつて上述の異常に対する基準によると今回の測定方式はやゝ不充分であると考えられるが，経済的価値が認められる程度の放射能鉱物の鉱脈の露出はみいだされなかつたと考えてさしつかえないと思われる。

6. 結　　語

栃木県足尾鉱山およびその附近において自動車放射能探査および坑車放射能探査を実施した。

いずれの場合も放射能強度の異常増加は認められなかつたが，坑車探査において優勢な鏑の位置で放射能強度が減少する傾向がみいだされた。

しかし現在使用している測定器は時定数が比較的長いので，3～5 km/hr の速度で移動しながら測定すると数10cm程度の細い鉱脈による放射能強度の変化を確実に測定することが困難である。したがつて，現在よりも時定数の速い装置を用いるか坑車の速度を遅くしなければならない。

一方測定器を坑車に載せると検出器（ヘッド）が必ずしも坑壁に密接しないので，細い鉱脈による変化が充分観測できない場合がある。

したがつてこれらの條件と坑車探査が迅速な測定を目的としていることとを考慮して坑車探査における測定方式を決定するべきである。（昭和31年3月調査）

文　献

1) 足尾鉱業所地質鉱床課：足尾銅山断面図
2) 地質調査所：5万分の1地質図幅足尾　河田清雄・大沢穠調査，1955
3) 佐藤光之助・岩崎章二・佐野浚一：岡山県南部地域および鳥取県中部地域空中放射能探査報告，地質調査所月報，Vol. 7, No. 10, 1956

553.982 : 550.834(521.11)

青森県南津軽郡大釈迦地区地震探鉱調査報告*

村岡　秀記**

Seismic Exploration in Daishaka Oil Field, Aomori Prefecture

By

Hideki Muraoka

Abstract

Seismic reflection survey was performed in Daishaka oil field in Aomori prefecture during the period from September to November 1950, in order to investigate the subsurface structure of this oil field.

Summary of the results is as follows:

In this area, a strong reflection was obtained at a depth of about 500 m. The counter map of this horizon, shown in Fig. 1, illustrates a fairly uplifted shape at the northwestern part. But generally this horizon finds its way from northwest to southeast direction at a gently slope downward.

Some poor reflections were also obtained under a depth of 1,000 m.

要　約

青森県大釈迦地区において，反射法による地震探査を行つた。この調査は昭和25年度の石油資源開発促進審議会の計画によるもので，日本鉱業株式会社の申請により行われたものである。

本地域は，青森県大釈迦油田の馬の神山背斜の南方延長にあたる所であるが，附近一帯は洪積層によつて覆われ，地表調査のみによつては地下構造を推定し難い地域である。したがつて地震探鉱によつて，調査地域下の地下構造を探査し，油田開発の資料を得んとした。

調査測線は4本で，各測線の延長は2～2.5 km である。測線上275 m ごとに爆発点を設け観測を行つた。また解析の精度を上げるために各爆発点において，測線と直角方向に受振器を設置し，これの観測も行つた。

観測結果を解析して次のような結果を得た。

(1) 地下約500 m の所に割合顕著な反射面を推定し得た。

(2) この反射面は全体として北西から南東に進むにつれて深くなる傾向がある。

(3) この反射面は，本地域内の北西部において，多少「ふくらみ」をもつているが，南東進するに従い消滅している。

(4) 地下1,000 m 以下の深い所ではあまり明瞭な反射面は得られなかつた。

* 日本鉱業依頼調査　発表許可昭和32年2月

** 元所員

1. 緒　言

青森県南津軽郡大釈迦油田において，昭和25年9月中旬から11月中旬まで約2カ月間地震探鉱を実施した。この調査は昭和25年度石油開発促進審議会の決定に基づき，日本鉱業株式会社の受託調査として行われたものである。

調査は筆者のほか森喜義・鈴木実・細野武男が行い，測量および爆発孔作成は日本鉱業株式会社により行われた。調査に際しては日本鉱業株式会社から多大の援助を受けた。こゝに厚く感謝の意を表わす次第である。

なお本調査には早川正巳が一時参加し，応援を受けた。こゝに記して謝意を表したい。

以上の調査に対し，日本鉱業株式会社の応諾を得て，今回調査の大要を公表することにした。

2. 調査地の概要

位置および交通　調査地は第1図のように青森県南津軽郡野沢村（現在は浪岡町に編入されている）の北部に位し，小倉山脈の南端の低丘陵地帯であつて，青森市の南西約20 km にあたり，かつ奥羽本線浪岡駅の北西約

2 km に位する。調査測線は丘陵地帯に，沼沢および部落を避けて設けられた。

調査地の東方約 1 km には奥羽本線が南北に走り，南および西側は，浪岡から五所川原に通ずる県道が，南に屈曲して調査地を囲み，北方は小倉山脈山麓に続く。調査地に至るには，浪岡から五所川原に至る県道にバスの便がある。

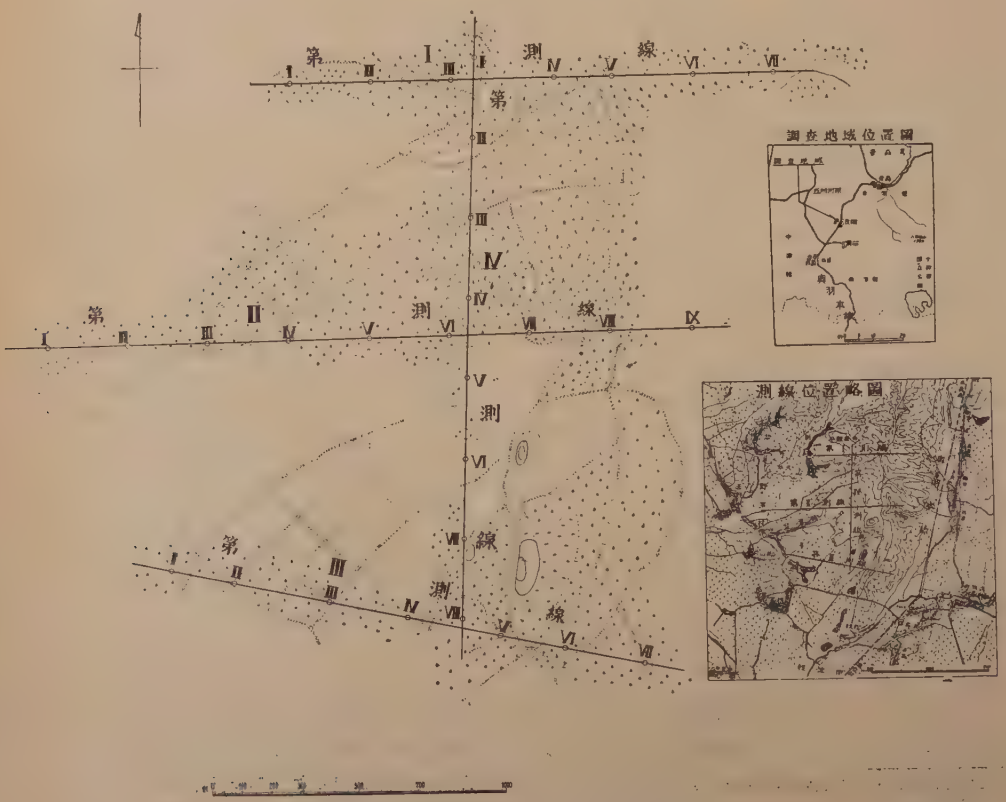
地形および地質　本調査地は高度数 100m の小倉山脈の南端丘陵地帯で，30～60 m の低い洪積台地をなす。この台地の大部分は林檎畑として耕作されている。また台地の溪間には新溜池・熊沢溜池・宝溜池等堰堤を築いて設けられた灌漑用の溜池があり，測線の配置に多大の不便を与えた。調査地はその全域が第四紀層に覆われていてほとんど第三紀層は認められない。調査地北方山岳地帯の地質については，大正 10 年飯塚保五郎によつて調査されている。それにより，本調査地に近接する地域の地質，地質構造などの要点を述べれば次の通りである。

本油田の地質は第三紀層を主とし，このほかに，第四紀層・石英粗面岩・玄武岩・玄武岩質安山岩および火山岩屑等から構成されている。第三紀層はほゞ南北に走り，八背斜層および七向斜層を構成し，その間に 10 條の断層がある。本地震探鉱調査区域はこの八背斜層中，馬の神山背斜層の南部にあたる。馬の神山（調査地の北方約 12 km，標高 549 m）を中心とし，周囲に頁岩および凝灰岩層・黒色頁岩層・砂質頁岩および頁岩質砂岩層等，順次に露出して中央部に隆起し，南北部に沈降する狭い穹窿状構造の背斜層である。長軸両翼の傾斜は一般に20～30° で，この背斜層の東側にこれと並行して馬の神山断層がある。調査地近傍の油徴についてはこゝでは省略する。

3. 地震探鉱

3.1 調査目的

前記のように調査地域は馬の神山背斜軸の南方延長にあたり，調査地域下に背斜構造の潜在が予測されるものの，附近一帯は洪積層に覆われているために，地表調査によつて地下の状態を推定することが困難である。したがつて地震探鉱は当地域下の地下構造を推定し，石油資源開発の資料をうるのを目的とした。



第 1 図　大釈迦地区地震探鉱区

3.2 測 線

前記馬の神山背斜は一応南北方向に走るものと予想されるために，その構造を横断する東西方向の測線 3 本(1,952 m のもの 2 本，2,475 m のもの 1 本，第1図参照)と，これらをほゞ直角に切る南北方向の測線 1 本(2,200 m) 計 4 本を設置した。

東西方向のものは北側からそれぞれ第Ⅰ，第Ⅱ，第Ⅲ測線，南北方向の測線を第Ⅳ測線と呼ぶ。第Ⅰ，第Ⅱ，第Ⅲ測線は東方へ，第Ⅳ測線は北側へ延長すべきと考えたが，地形の関係上それができなかつた。

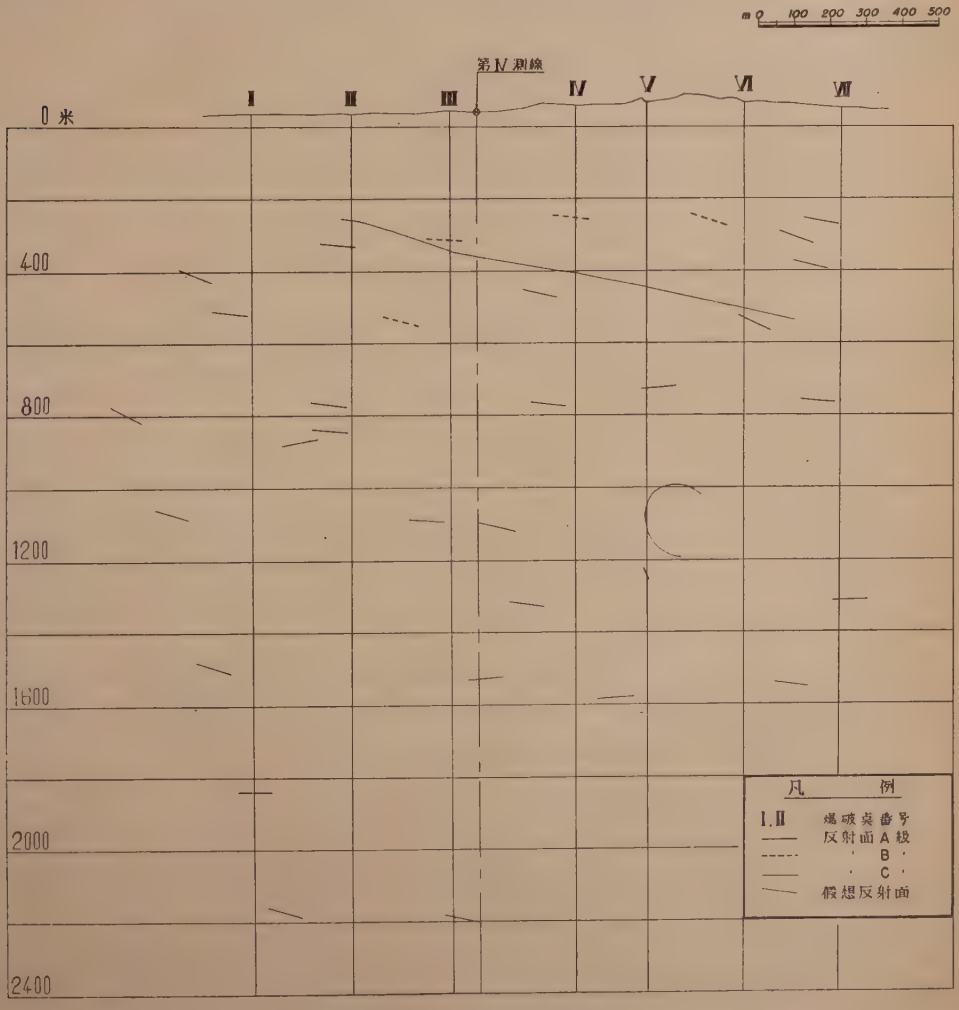
第Ⅰ測線（第 2 図）は調査地北端において東西に走る測線で，延長 1,925 m である。第Ⅰ爆発点(以下 S.P. Ⅰのように略記する）から S.P. Ⅱ，Ⅲ附近までは地形は平坦であるが，S.P. Ⅳ は地形が悪く，作孔できないために，測線上を S.P. Ⅴ の方へ 75 m 移動させた。S.P. Ⅴ 以東も 20～30 m の高低差をもつた地形で，反射法を実施するには芳ばしくない地形であつた。

第Ⅱ測線(第 3 図)は調査地のほゞ中央で東西方向に走り，延長 2,475 m である。第Ⅰ測線に較べ地形はやゝ良好であつたが，S.P. Ⅶ 附近以東は若干の起伏があつた。

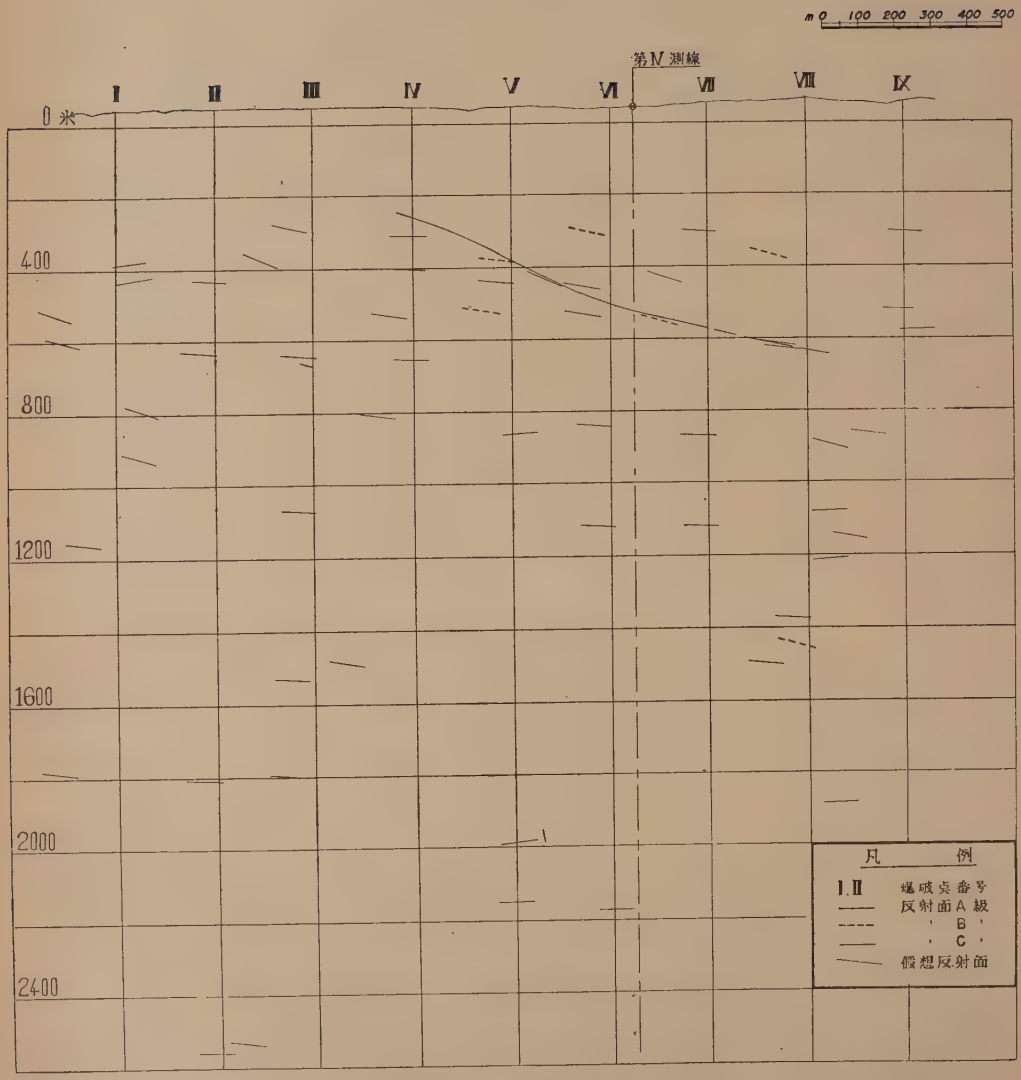
第Ⅲ測線(第 4 図)は調査地南端において東西方向の測線で延長 1,925 m である。この測線においては S.P. Ⅵ，Ⅶ附近で 30 m ぐらいの高低差があつた。

第Ⅳ測線(第 5 図)は南北方向に走る唯一の測線で，調査地のほゞ中央に位する。この測線は延長 2,200 m であるが，地形は平坦で 4 つの測線中最も良好な記録が得られた。

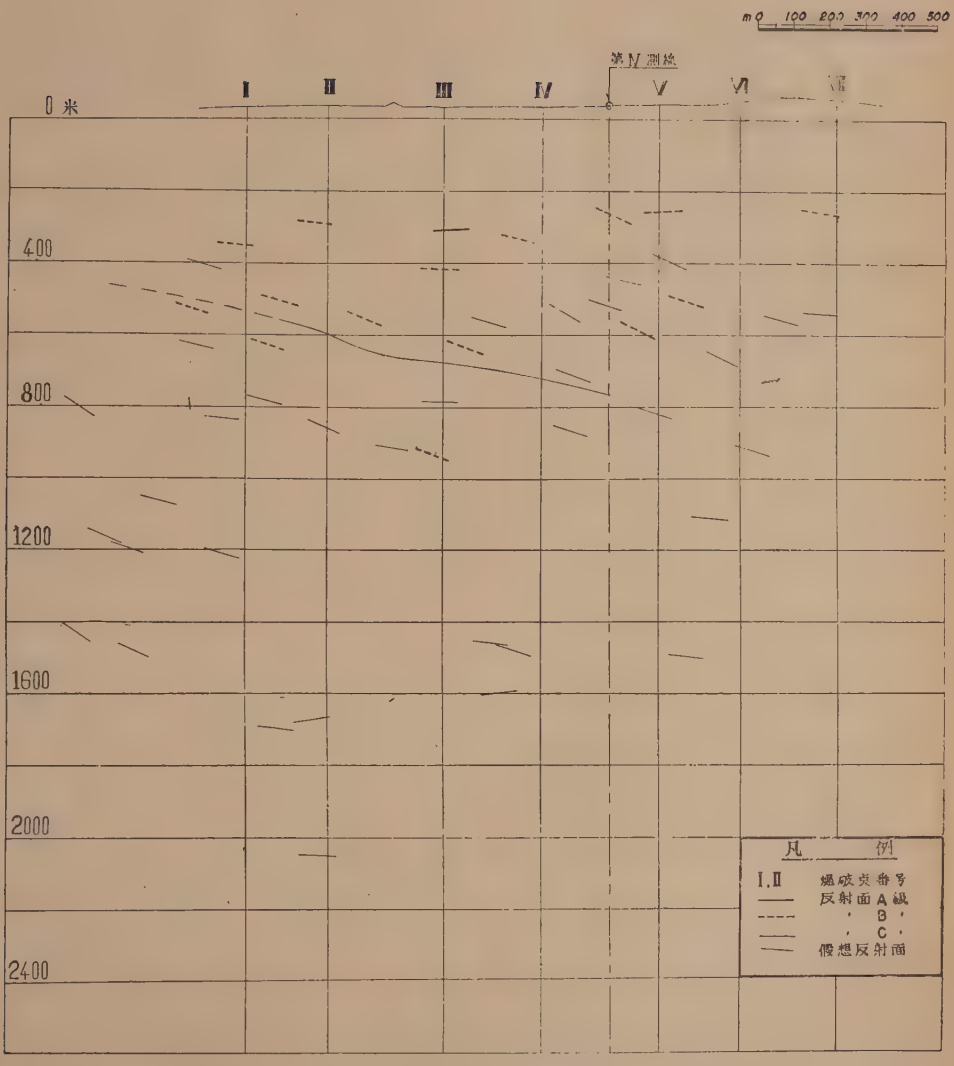
第Ⅲ，第Ⅳ測線においても，道路，林檎の木などの関係で爆発点を移動したものが 2，3 あつた。



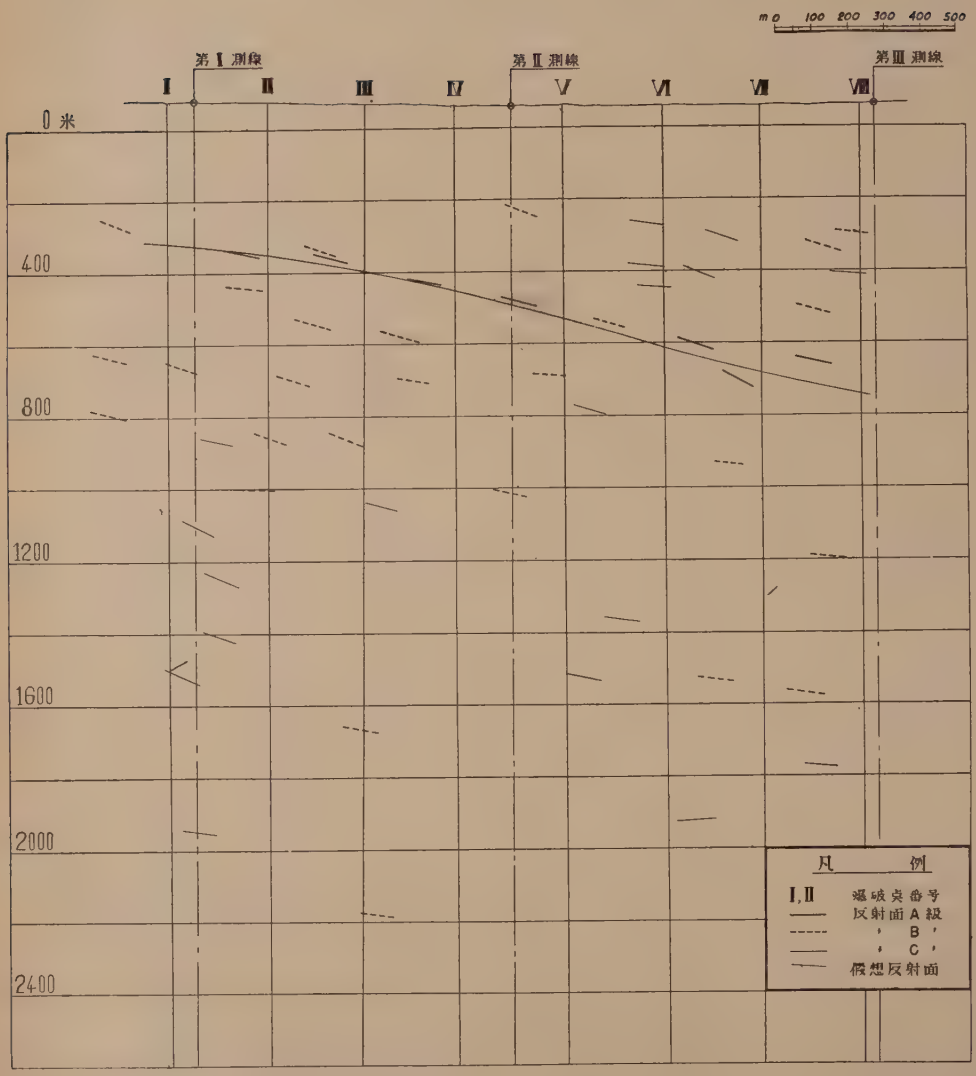
第 2 図　第 Ⅰ 測 線 断 面 図


m 0 100 200 300 400 500
第Ⅳ測線
Ⅰ
Ⅱ
Ⅲ
Ⅳ
Ⅴ
Ⅵ
Ⅶ
Ⅷ
Ⅸ
0 米
400
800
1200
1600
2000
2400
凡例
Ⅰ.Ⅱ 爆破点番号
反射面A級
〃 B〃
〃 C〃
假想反射面

第3図　第Ⅱ測線断面図


m 0 100 200 300 400 500
第Ⅳ測線
Ⅰ
Ⅱ
Ⅲ
Ⅳ
Ⅴ
Ⅵ
Ⅶ
0 米
400
800
1200
1600
2000
2400
凡　例
Ⅰ,Ⅱ　爆破点番号
反射面A級
〃　B〃
〃　C〃
假想反射面

第 4 図　第 Ⅲ 測 線 断 面 図


m 0 100 200 300 400 500
第Ⅰ測線
第Ⅱ測線
第Ⅲ測線
Ⅰ Ⅱ Ⅲ Ⅳ Ⅴ Ⅵ Ⅶ Ⅷ
0 米
400
800
1200
1600
2000
2400
凡例
Ⅰ,Ⅱ 爆破点番号
反射面 A級
〃 B〃
〃 C〃
仮想反射面

第5図　第Ⅳ測線断面図

3.3 調査方法

本調査においては，昭和24年度アメリカから輸入した S.S.C. 式12成分反射式地震計を使用し，主として反射法を実施した。使用器械についてはすでに公表[2) 4)]されているので省略する。調査の方法は種々試験の結果爆発点の両側に6個づつの受振器を配列する方法（スプリットスプレッド）で最も良好な記録を得たので，もつぱらその方法を採用することとし，各爆発点において，既設の測線とこれに直角方向の短測線を観測した。前者を本測線，後者を短測線と呼ぶことにした。短測線は受振点間隔 20 m で，爆発点の両側に6点づつとつてある。本測線の方は受振点間隔 25 m，爆発点間隔は 275 m である。使用爆発孔は全部で31本，深度は 30 m またはそれ以上である。爆薬は桜印ダイナマイトおよび深水用6号電気雷管を使用し，薬量は1爆発につき 250～500 gr で雷管は1発づつ挿入した。

観測にあたつては，風化層の影響を極力小さくするために，30～100cmの鉄棒を打込み，その上端に受振器皿を介して受振器を固定した。使用したフイルターは2～3(35～62 C.P.S. の波をとくに強調する特性を有する)で，ストレートおよびミクシングで観測した。計算のときにはミクシングの記録は参考程度とし，主としてストレートの記録のみによつた。

3.4 計算方法

1) 風化層および高度補正

風化層補正のために，特別の爆発を行う場合もあるがこの調査においては，反射記録の初動を風化層補正に利用した。すなわち，反射記録の初動によつて走時図を作ると直接波，または屈折波による走時曲線ができる（この調査においては爆発距離が短いために屈折波はみられなかつた)。この走時曲線は大体直線または曲線の組合せになるはずであるが，地表附近に低速層の厚さの不均一や，地形の凹凸があると，走時の直線からはずれるものが生ずる。したがつてこの偏差を低速層または地形の起伏による影響と考えて補正値とした。

次に，1つの測線を解析するにあたつて，測線全体を同一水準に統一しておかないと，反射断面を作るのに不都合を生ずる。前記の風化層補正の際に局部的な（そのスプレットだけに対する）地形の高低は補正されたが，全域にわたる補正は行われていない。したがつて風化層補正のときに考えた平面をさらにある水準面に補正する必要がある。この補正は地震波が鉛直に進むとして高度を時間に換算して行つた。さらに，爆発孔の深度もまた時間に換算して補正をおこない，受振器と同一水準面で爆発されたものとして取扱つた。

2) 反射計算

記録から読取つた反射走時に前記各種の補正を行い走時図を作つた。この際全走時が直線または曲線上に揃つてのらない場合もあるが，それは補正その他による誤差とみなして，大多数によつて決定される走時曲線によつて解析上の資料を得た。

解析の方法はもつぱら，Agocs[1) 3)]の方法によつたが，詳細の説明は省略する。

第2～5図は，上の方法によつて解析された反射面の断面図である。図中の反射面に太実線，太点線および細実線の3種類（各図凡例参照）があるが，この区別は，記録における反射波の状態の良否をそれぞれA級，B級およびC級に区分したものである。図に表わされている反射面は，測線を含む鉛直面内に図示されているが，これは反射面の投影が描かれているのであつて，見掛けの反射面を表わしている。

3) 反射平面図

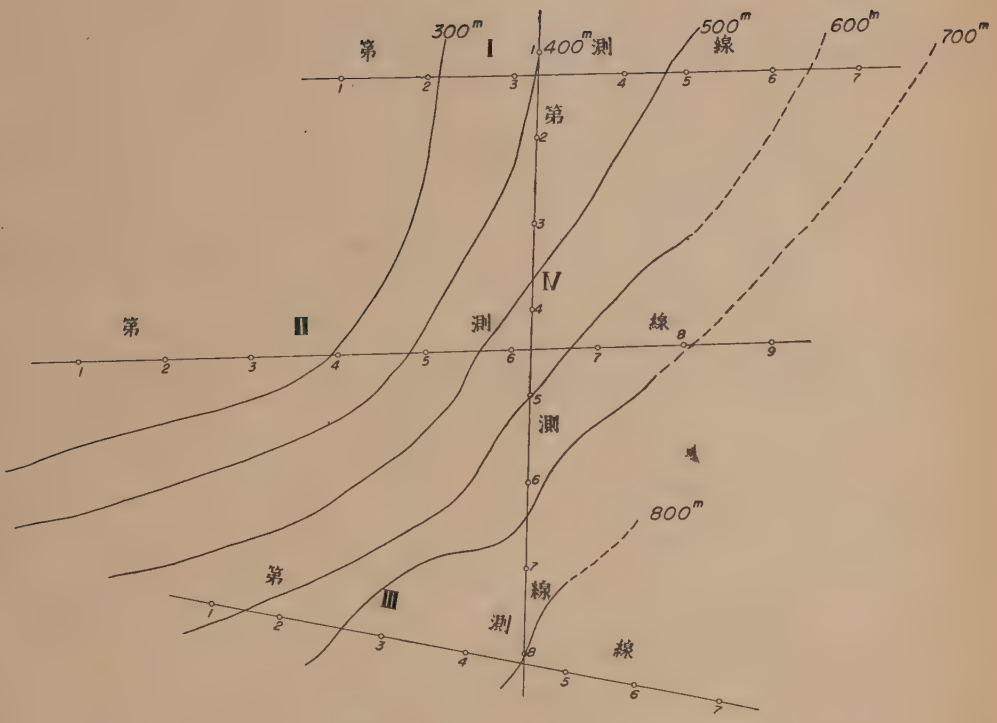
調査方法の項で説明した通り，各爆発点において短測線を設置し，両方向（互に直角方向）の観測を行つた。すなわち，同一爆発点において互に直角方向の2個の記録を得る。この2個の記録において，爆発信号から等時間で到達した反射波が現われている場合，この両反射波は同一反射面からの反射波と解釈し，これらを組合せて反射面の深度，傾斜，爆発点からの水平距離および方向を計算して図示したのが第6図である。第6図中反射面の記入してない爆発点があるが，これは地形の関係またはその他の理由により短測線の観測を実施しなかつたものである。また，断面図におけるよりも，反射面の数が少ないのは，片方の記録に反射波が認められても，それに対応する反射波が他の記録にみいだせない場合に，計算できないためである。

4) 反射等深線図

反射平面図（第6図）から各反射面が，ある距離の間はそのまゝの傾斜で連続していると仮定して等深線図を作り，第7図および第8図に示した。第7図は深度 500 m附近の反射面を標準として描いたもので，比較的記録が良好な関係もあつて，かなり精度の高いものと思われる。第8図は深度 1,100 m 附近の反射面を標準として描いたものであるが，充分良好な記録が得られなかつたために，前者ほどの精度を期待することはできない。

第7図の等深線図を用いて，各測線と等深線との交点から深度を求め，これを結んで第2～5図に点線で表わした。すなわち点線は立体的な反射面ともいうべき面と各測線断面との切り口を表わしている。第4～5図においては各反射面の傾向とよく似ている。

第6図 反射平面図



第 7 図　反 射 面 等 深 線 図

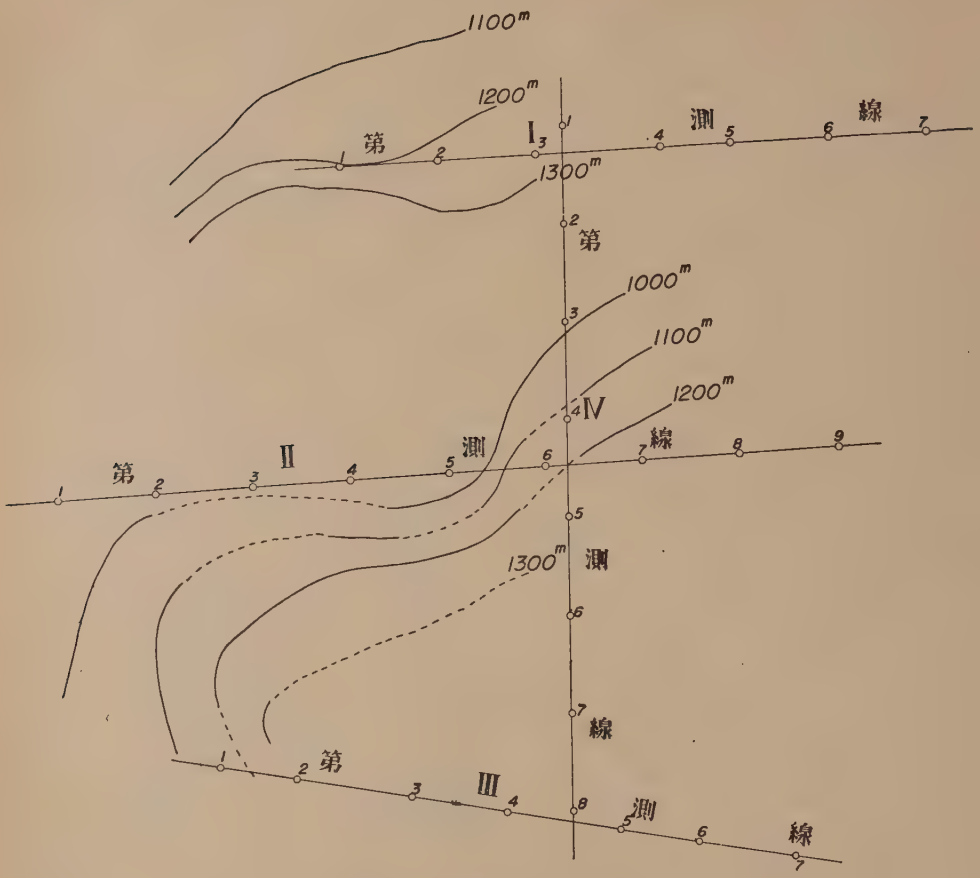
3.5 調査結果

上記計算法の項に述べたように，第Ⅰ～第Ⅳ測線の反射法による解析の結果，第２～第８図に示すような反射面の図を得た。これらについて以下に順を追って吟味する。

1) 第Ⅰ測線（第２図）

第２図は顕著な反射がなく，確定的なことはいえないが，たゞ傾向として東側の方へ傾斜していることが認められる。この傾向は 300～400 m の浅い所も，1,500～1,600 m 位の深い所もともにいえることである。この測線においては，対比できるような反射面は見当らない。

等深線図からの立体反射断面を点線で記入してあるが，各反射面および立体反射断面（点線）の両者とも東側へ傾斜しているという点のみは一致するけれども，両者の間に明瞭な関係はみいだせない。たゞ２，３の反射面が点線に接近してでているにすぎない。東傾斜の反射面群中に西傾斜の反射面が現われている所もあるが，これは小地域にそういう構造があるのか，あるいはまたその他の原因によるものか不明である。しかし現在の場合に種種の理由から重要視するには及ばないと考えられる。



第8図　反射面等探線図

2）第II測線（第3図）

本測線においては，第I測線におけるよりは良好な記録が得られた。本測線においても，断面図のみからでは第I測線と同様東側傾斜の傾向が強い。点線で記入された立体反射断面との関係であるが，よく合致した点もあるし，そうでないところもある。しかし合致した点は第I測線の場合より多い。S.P. II，III，IV 附近の下深度 600m 附近の一連の反射面と，S.P. VI，VII，VIII 附近の深度 800～1,100 m 附近にでている反射面とはいずれも，点線とは傾斜が違つているようにみえる。この点からいえば，上の方では傾斜が大きく，深くなるに従つて傾斜は小さくなるものと考えられる。

3）第III測線（第4図）

本測線は第II測線よりも，さらに良好な記録が得られた。この図面において，S.P. I 附近深度約 400 m，S.P. III では 600 m，S.P. V で 800 m，S.P. VI で 900 m 附近を結ぶ東傾斜の一連の反射面は，連続した層からの反射と解釈してさしつかえないと思われる。一方第7図からの立体反射断面図（点線）は S.P. V 以東は記入できないが，記入された範囲においては，反射面とよく一致し

ている。さらに深い所でS.P.Ⅰ附近は，同じ程度の傾斜を示している。中央部および以東は，得られた反射面が少ないので確かなことはいえないが，傾斜は緩くなつているようである。

4) 第Ⅳ測線（第5図）

本調査中南北方向の唯一つの測線である。本測線は他の測線に較べ，最も良好な記録の撮れた測線で，第5図でみる通り，相当に確実性の強い反射面の対比によつて層が描かれ得る。第Ⅰ測線を別として，第Ⅱ，第Ⅲおよび，第Ⅳ測線の交点における反射面の深度は一致している。この測線図だけでみれば，傾斜は南の方向へ向いたまゝで，傾斜の緩やかになる箇所，あるいは，逆方向に傾斜する箇所は認められない。この測線においては，浅い所も深い所も，大体同じ程度に南へ傾斜している。

立体反射断面と各反射面との関係は同図でみる通りによく一致している。本測線における見掛けの傾斜は第Ⅱ，第Ⅲ測線におけるよりも緩やかである。

5) 屈折法について

速度層の分布および浅い所の構造を知るために，第Ⅱ測線においてS.P.ⅠおよびS.P.Ⅳの両爆発点を使用して屈折法を実施した。両S.P.間の距離は2,200mである。この結果，屈折波の速度は1,700～1,800m/secまで緩慢に増加し，屈折波の屈曲点は明瞭にはみられない。したがつて屈折法によつて地下構造の不連続面を明らかにすることはできなかつた。このことは，第3図に赤線で示した反射面下の層の速度が，その上の層の速度に較べてあまり大差がないことを意味するものであろう。第3図においてS.P.Ⅲ附近で300mの深さに点線を印してあるが，この層はこれ以上浅くなることなしに続き，しかも下の層の速度は上の層（1,800m/sec層）に較べほとんど同じ位の速度層ではないかと思われる。その理由は以下に説明する通りである。すなわち，かりに最も浅い場所を300mとして（立体反射面が300m附近に描かれているので）測線延長2,200mの場合に上の層の速度を1,800m/secとすれば，下の層の速度がいかなるときに屈曲点が得られるかを計算してみると2,090m/secとなる。すなわち，下の層の速度が2,090m/secであれば爆発点から2,200mの所で走時曲線は折れるはずである（下の層は水平であると仮定する）。したがつて第Ⅱ測線の屈折法において，走時曲線が折れないということから，下の層の速度は2,090m/secよりも遅いものであるといえよう。さらにまた300mよりも浅くなつている場合を考えると，その速度はより一そう遅いものとなろう。

4. 解釈および結論

各測線の結果を纏めると，第Ⅰ測線においては，顕著な反射波が少なく，反射面を対比させることはできなかつたが，たゞこの断面においては東方へ傾斜していることが認められた程度である。第Ⅱ，第Ⅲ測線においては，かなりはつきりした反射面が認められ，それらの対比も大体可能である。またこれらは第Ⅰ測線と同様東側に傾斜している。第Ⅳ測線はさらにはつきりした反射面の対比が可能であつて，これは南側へ傾斜している。

この全部を綜合したものが第7，8図である。第7図によれば，反射面は一般に南東方へ傾斜している。すなわち，測線の配置は地下構造にほゞ45°位偏つた方向になつていたことになる。300～400mの等深線についてみると，第Ⅱ測線S.P.Ⅳ附近において走向が急に変わつているが，深くなるに従つてその傾向は弱くなつている。すなわち，第Ⅱ測線S.P.Ⅳ，Ⅴ附近において南東方向に，300～400m位の深さに「ふくらみ」が認められるが，深くなるに従いこの傾向は薄弱となつている。

第8図は1,000m以上の深い所を描いたものであるが先にも述べた通り，乏しい資料を基にしたものであるので，第7図ほどの精度は期待できない。

さて，上に得た反射面は，飯塚技師の地質調査の断面図から推定すれば，上部第三紀層中の粗鬆砂岩層と砂岩層との境界，または粗鬆砂岩中の礫層よりの反射ではないかと考えられる。

以上のような調査結果の解釈を行い次のような結論を得た。

(1) 地下約500mの所に割合に顕著な反射面を推定し得た。

(2) この反射面は全体として北西から南東進するに従い深くなる傾向がある。

(3) この反射面は，本地域内の北西部においては多少ふくらみをもつていることが認められるが，南東進するに従い消滅している。

(4) 地下1,000m以下の深い所ではあまり明瞭な反射面は得られなかつた[註1)]。

こゝで以上得られた反射面が地層の境界面を表わすものと考えて議論を進める。地質調査の推定では，馬の神山背斜は南北方向に延びて，当調査地の地下に潜入しているのであるが，以上の地震探鉱の結果からは，1つの解釈として，前記(3)のふくらみを背斜とすればその背

註 1) 最近では反射法においても数kg～数10kgの大量火薬を使用するのが常識となつている。爆発孔の條件さえよければ，爆薬量を増すことによつて，より深い所の反射も期待されるのではあるまいか。

斜軸の延長は南進するに従い次第に深くなり，その軸の方向は南東に変化するように考えられる。

こゝに得た背斜軸と馬の神山背斜軸の延長との関係は明らかでない。

今次調査の目的とする本地域における地下の状態を以上のように推定したのであるが，今後の調査結果と相俟つて，本地域における地下構造をさらに考察し，将来の油田開発計画に資したいと思う。

(昭和25年9～11月調査)

文 献

1) Agocs, W. B. : Computation Charts for Linean Increase of Velocity with Depth, Geophysics, Vol. 15, No. 2, 1950

2) 飯田汲事・村岡秀記：新潟県別山油田における地震探鉱調査，地質調査所月報，Vol. 3, No. 12, 1952

3) 金子徹一：地震探鉱反射法の研究，地質調査所報告，No. 156, 1953

4) 森 喜義・南雲昭三郎：反射地震探査用増幅器の自動利得調整 (A.G.C) に関する実験，地質調査所月報，Vol. 4, No. 11, 1953

概　報

553.673：550.85（522.5）

熊本県山鹿市北方一帯の滑石鉱床調査報告

清原清人*

Talc Deposits at Northern Part of Yamaga City, Kumamoto Prefecture

By

Kiyoto Kiyohara

Abstract

Talc deposits of Himuki, Hirayama, Hokkezi, and Arahira are distributed at the northern part of Yamaga City. The rocks in this area consist mainly of crystalline schist and serpentine.

Generally, the deposits occur at the foot wall of the intrusive sheet of serpentine, forming lenticular bodies or veins. These talc ores is not good in quality, except that of the Arahira deposit.

1. 緒　言

熊本県の要請によつて昭和30年7月2日から10日までの9日間，山鹿市北方一帯に散在する滑石鉱床の調査を実施した。調査期間中雨期に逢い，実働5日，4鉱床を踏査し得たにすぎず，他の数カ所の鉱床情報地は割愛せざるを得なかつた。

2. 位置および交通

鉱床は，熊本県北部の山鹿市および玉名郡—鹿本郡にわたつて散在し，地理調査所発行の5万分の1地形図「山鹿」中に含まれる。

西方から仮りに，日向鉱床・平山鉱床・法花寺鉱床および荒平鉱床と呼ぶ。日向鉱床は玉名郡緑村日向にあつて，山鹿—南関間の県道（バス運行）沿いの笹原から日向に越す峠の切通し南方の山腹に賦存し，県道から100m余の地点に露出している。

平山鉱床は山鹿市平山部落の城山北麓にあつて，バス道からは500mあまり離れている。

法花寺鉱床は，山鹿市法花寺部落北方200m附近の山腹にあつて，こゝに至るには山鹿—久留米間の国道（バス運行）沿いの今寺部落で下車するのが最も近いが，今寺—法花寺間の岩野川にかけられた橋は仮橋で雨期には通行できない。

第1図　鉱床位置図

荒平鉱床は，鹿本郡鹿北村（旧獄間村）荒平部落南方700m余の荒平峠の西側にある。

山鹿—獄間にはバスが運行し，獄間—荒平峠—来民間は県道で，トラックの運行にはさしつかえない。

3. 地　形

平山—日向地域には標高100～150mの丘陵性山地が

* 福岡駐在員事務所

起伏し，平山鉱床のある城山は田圃のなかの小丘陵（標高 120m 余）である。当地域の水系は湯山附近の山地を横断して西方の十町川に流入する。

法花寺―荒平地域には，急峻な山地がほゞ南北に連なつて，その主峯には西嶽（648.2m）・震嶽（416.3m）などがある。法花寺・荒平両鉱床はこの山地を挟んで東西両山麓附近にある。

岩野川は嶽間附近から北西流し，この山脈の谷間をぬつて横断し，大きく迂回して南流する。

4. 地　質

当地域一帯は，その大部分が結晶片岩で構成され，これを貫ぬいて蛇紋岩がある。これらの古期岩類を覆つて，山麓部に阿蘇熔岩および段丘礫層や沖積層がある。結晶片岩類には，石英絹雲母片岩および石英石墨片岩が最も多く，そのほかに緑色片岩・砂質片岩・石墨質千枚岩および変成度のきわめて低い砂岩・粘板岩層などがあり，ところによつて輝緑凝灰岩や珪岩の薄層が挟有されている。

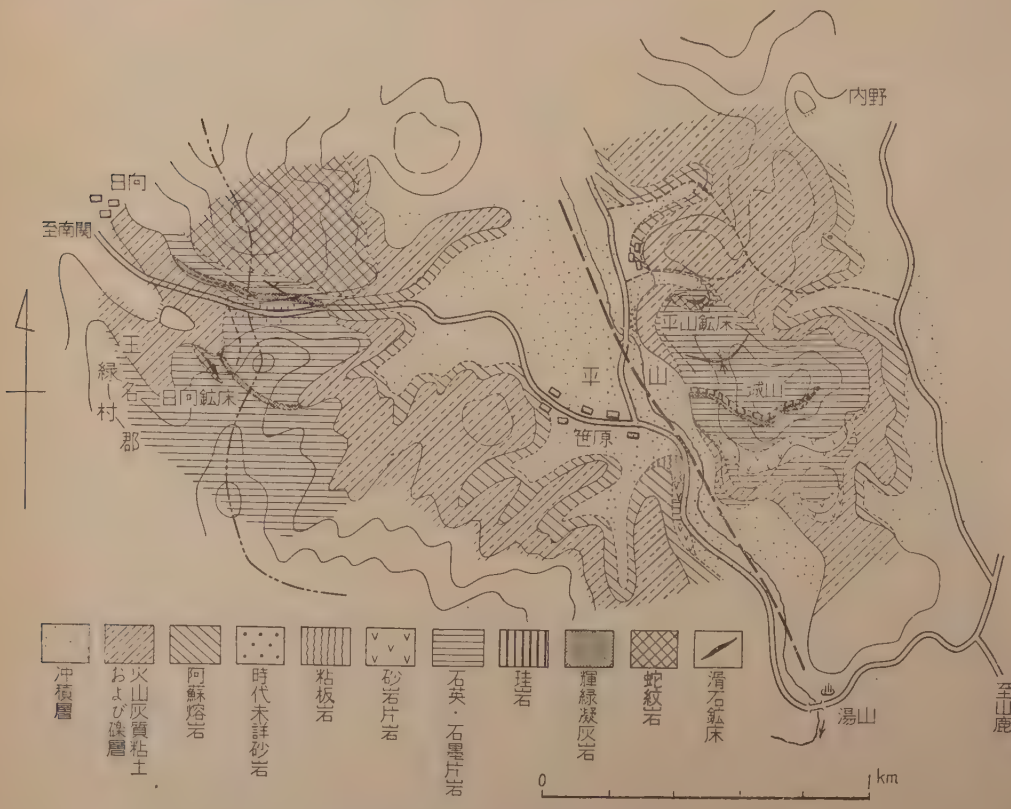
蛇紋岩は，日向一笹原間と法花寺北方の庄屋村入口附近にやゝ大きな岩体として露出しているほか，各所に岩床状の小露出がみられる。平山地域の城山西麓には，段丘礫層の下に僅かに露出する淡青灰色の細粒砂岩がある。この砂岩は結晶片岩中のものでないことは明らかであるが，その地質時代は明らかにし難い。阿蘇熔岩は山麓部の道路脇などで崖を形成し，石材として利用されている。阿蘇熔岩の上位には，火山灰質の粘土層または段丘礫層が乗つている。沖積層は平山附近や岩野川沿岸に発達する。

5. 鉱　床

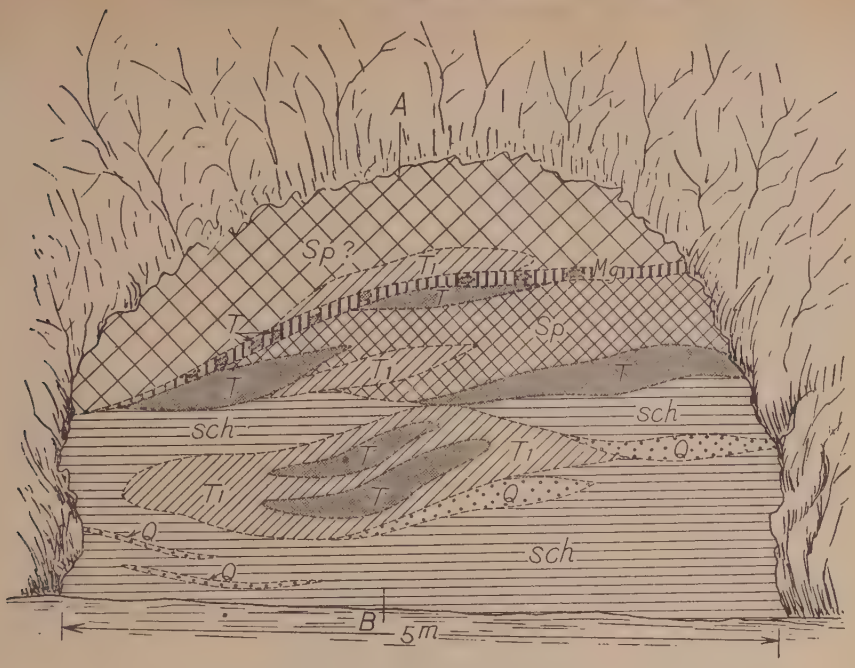
鉱床は蛇紋岩に密接に伴なつて産する。露頭や坑内での観察によると，その大部分は岩床状をなす蛇紋岩と下盤側の結晶片岩との境界附近に胚胎している。

5.1 平山鉱床

平山部落の城山北西麓にある鉱床で，大宝滑石鉱山が出願中である。露頭は山麓の水田面から10m余の高さの位置に第1露頭，その上方に30mあまり隔てて第2露頭がある。両者とも最近剝土され，鉱床の状況がよくみられる。



第2図　平山―日向鉱床附近地質図



第3図　平山鉱床第1露頭見取図
Sp: serpentine　sch: quartz-graphite schist　Q: quartz vein
T, T_1: talc 貧鉱　Mg: magnesite? vein

第1露頭では，下盤側に石英石墨片岩があつて，上盤側は赤褐色土状に風化しているが蛇紋岩と推定される。鉱体は蛇紋岩および結晶片岩の境界附近にレンズ状ないし芋状を呈して胚胎されている。灰白色～淡青灰色の良質のものもあるが，一般に淡青緑色～暗緑色部の多いもので良質とはいい難い。

第4図　平山鉱床第1露頭見取図の断面

鉱床の走向はN 80～90° Wで南へ40°余り傾斜し，鉱の規模は1～10 tである。また鉱床の上縁部附近に白粘土（菱苦土鉱？）脈があつて，そのなかに良質の滑

第5図　日向鉱床露頭見取図

石の小片を含有しており，下縁部附近には白色の石英脈が数條みられる。

第2露頭には淡緑色の芋状鉱体1個が剝土面に露出しそれに続いて白色粘土脈がある。上下盤とも石英絹雲母片岩ないし石英石墨片岩で蛇紋岩体はみられない。

第 6 図　法花寺鉱床附近地質図

第 7 図　法花寺鉱床第1露頭見取図

鉱床の走向は南北に近く；東に 20° 余の傾斜を示し，鉱石は淡緑色～暗緑色を呈し，蛇紋岩質の部分が残っていて質は悪い。

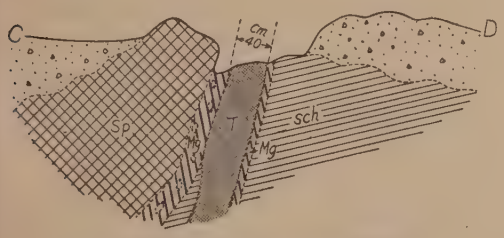
5.2 日向鉱床

露頭は山腹のやゝ急な斜面にある。見取図に示すように，上方では鉱床の上盤側に石英石墨片岩，下盤側に蛇紋岩（竹葉石）があるが，下方では蛇紋岩の露出状況から推察して，見取図左方下に鉱床が連続して，上下岩関係は逆になるものと考えられる。鉱体は白色粘土脈中に小塊として賦存されるもので，質は良好であるが，量の点で問題にならない。

5.3 法花寺鉱床

法花寺鉱床は，第1露頭から第4露頭までみられる。第1露頭と第4露頭，第2露頭と第3露頭はそれぞれ同一鉱床に属するものと推定される。本鉱床は，数10年以前から知られており，第1・第3・第4露頭はかなり探鉱された跡がみられる。

第1露頭の鉱床は蛇紋岩を上盤とし，石英石墨片岩を下盤として胚胎される厚さ 40cm 余の鉱脈で，その連続性は良好のようである。露頭部では鉱体と上下盤の蛇紋岩および結晶片岩との間に，白色粘土脈（菱苦土鉱脈？）があり，露頭部のやゝ深部では上盤側にも結晶片岩がみられる。

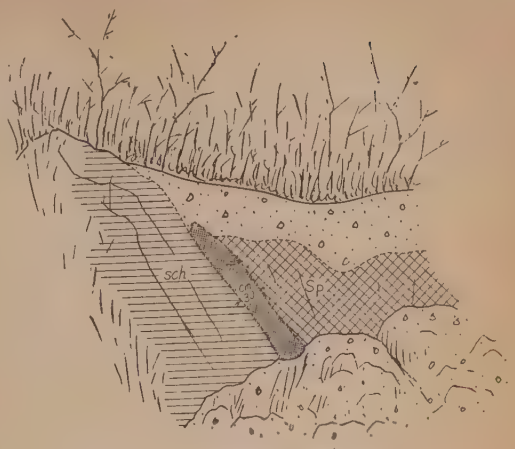


第8図 法花寺鉱床第1露頭見取図断面図

第2露頭は第1露頭の上方 10m 余を隔てたところにあり，蛇紋岩中に網状に，または複雑に混じった小塊として胚胎される。

第3露頭は坑内掘によつて探鉱されたので露頭部は荒され，蛇紋岩中に点々とその跡をみるにすぎず，しかも坑口が山の斜面に位置するので，崖崩れのために詳細を知ることが困難である。上下盤とも蛇紋岩で，第2露頭にみられる鉱床の延長と推定される。

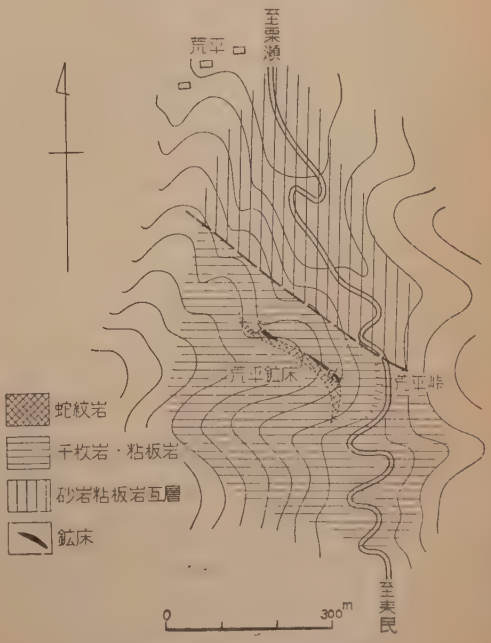
第4露頭にみられる鉱床は，蛇紋岩を上盤とし，石英石墨片岩を下盤とする走向ほゞ N-S，傾斜 65°E 内外を示す幅 30cm 余の脈状鉱体で，第1露頭の延長であろうと考えられる。見取図（第9図）で鉱体の傾斜が第1露頭（第7図）と反対であるのは，互に向き合つた位置にあるためである。



第9図 法花寺鉱床第4露頭見取図

5.4 荒平鉱床

荒平鉱床は当地域の滑石鉱床としては最も注目された鉱床で，昭和 29 年に企業化され，坑道 50m 余が掘進されたが現在は休山している。坑口は荒平峠直上のものとその北西方の谷から峠に向かつて開口された2坑があつたとのことである。後者は崖崩れのため，その跡を推定できる程度であるが，前者は現在も入坑可能である。鉱床は蛇紋岩を上盤に，黒色千枚岩ないし粘板岩を下盤とし，鉱体は白色粘土脈（菱苦土鉱脈？）中に脈状をなしている。鉱床はその走向 N60～80°W で，30°S の傾斜を示し 15～20cm の幅をもつている。

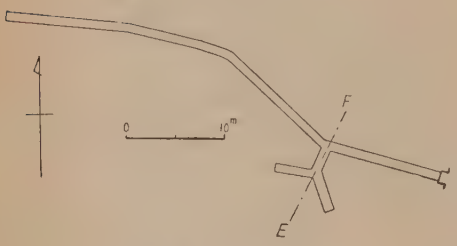


第10図 荒平鉱床附近地質図

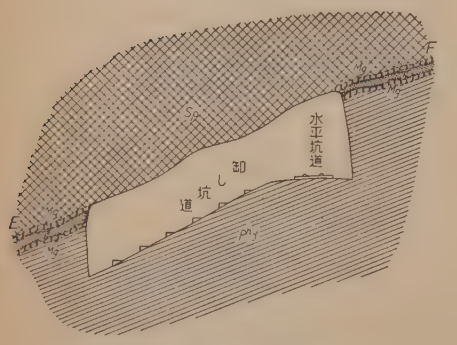
第1表 滑石分析表　　分析：化学課川野昌樹・山田貞子

No	SiO_2 (%)	TiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	Fe_2O_3 (%)	FeO (%)	MgO (%)	CaO (%)	K_2O (%)	Na_2O (%)	Cr_2O_3 (%)	SO_3 (%)	Ig.loss (%)	Total (%)
1	50.76	0.08	4.21	2.06	4.75	24.73	8.55	0.01	tr.	0.28	0.01	4.42	99.86
2	58.69	0.08	1.37	2.23	3.78	28.42	0.17	0.01	0.01	0.30	0.01	4.71	99.78
3	57.78	0.06	1.95	1.59	4.29	28.61	0.12	0.01	0.01	0.44	0.01	4.96	99.83
4	58.56	0.09	1.01	1.64	2.80	28.48	2.42	0.01	0.01	0.11	0.01	4.65	99.79
5	60.26	0.03	0.58	1.43	3.14	28.97	0.14	0.01	0.05	0.39	0.01	4.84	99.85
6	60.50	0.03	0.44	1.26	2.82	29.05	0.66	0.01	0.03	0.41	0.01	4.44	99.66

No. 1：法花寺鉱床産　No. 2：平山第1露頭の一般的な鉱石　No. 3：平山第2露頭産
No. 4：平山第1露頭良質部　No. 5：日向鉱床産　No. 6：荒平鉱床坑内産



第11図 荒平鉱床坑内図



第12図 荒平鉱床坑内断面図
Sp: serpentine
T: talc
Mg: magnesite? vein
phy: phyllite

6. 鉱量および品質

6.1 鉱量

当地域の滑石鉱床は，いずれもその規模が小さいので多量の鉱量を望むことはできない。かつ荒平鉱床を除いては，単に剝土によつて露頭の一部がみられるにすぎず，鉱体の形態も不規則な芋状とみなされるので，鉱量を推定することは困難である。荒平鉱床および鉱脈をなす法花寺鉱床について，それらの鉱量を概算すると次のようである。

荒平鉱床：荒平峠の道路面を排水準として，排水準以上の鉱量は，

$0.18(m) \times 200(m) \times 30(m) \times 2.7(比重) = 2916 \fallingdotseq 3,000\ t$

法花寺鉱床：第4露頭南方の谷を排水準として，排水準以上の鉱量は，

$0.35(m) \times 100(m) \times 20(m) \times 2.7(比重) = 1890 \fallingdotseq 2,000\ t$

6.2 品質

荒平鉱床の鉱石を除いては一般に品質は良くない。平山鉱床の鉱石には，灰白色～淡青灰色の良質鉱もあるが，その大部分は淡緑色や帯褐色を呈し質は良くない。

法花寺鉱床の鉱石はやゝ良質で，一般に淡青灰色～淡緑色を呈し，片状節理がある。

荒平鉱床の鉱石は淡青色～淡灰色を帯び，均質半透明で角様状を呈し，上記両鉱床産のものより著しく脆い。当地域の鉱石としては最も優秀である。

本調査で採取した試料についての分析結果を示すと第1表のようである。

7. 結　論

当地域の滑石鉱床には上記4鉱床のほかにもなお数カ所に情報地がある。本調査で踏査した4鉱床の規模は概して小さく，鉱石も荒平鉱床を除いては良質でない。これらの鉱床がいずれも交通の便利な地にありながら現在まで開発のみるべきものがなかつたのは，鉱量と品質の点で企業化が困難視されたためであろう。

しかし近年農薬製造の分野に滑石の需要が著しく高まり，しかも要求される品質はあまり高くないから，交通の便利な当地域の滑石鉱床の開発は，やゝ有利になつたものと考えられる。

（昭和30年7月調査）

雑　報

553.672 : 550.85 (522.1)

福岡県恒見地区ドロマイト鉱床調査報告

1. 緒　言

昭和31年8月，恒見地区の概査を行つた。この地区のドロマイト鉱床については，河野義礼の調査報告があるが，今回は特に現在稼行中の末松鉱山の鉱床を重点にして調査した。

2. 位置および交通

ドロマイト鉱床は門司市恒見の北西部に位置している。門司駅から恒見まではバス約30分の便があり，恒見から末松鉱山まで約1kmはトラックを通ずる。末松鉱山の南側には局（つぼね）・日鉄吉志（きし）の2鉱山があるが，現在休山中で設備も撤去されている。

3. 地形および地質

本地域は海抜86m以下の低い山地で，東部の低地に恒見洪積層が分布し，周防灘に臨んでいる。この山地の北西方は戸上山塊の南麓部にあたり，東西ないし北西—南東方向の谷によつて開折され，250m以上の山が聳えている。

本地域に分布する地層は秩父古生層で，主として石灰岩・珪質千枚岩と千枚岩・砂岩・粘板岩との互層である。その一般走向はN65°Eで，北方に急傾斜する単斜構造を示しているが，本地域の北部では一部に向斜構造が認められる。断層は北東—南西方向のものと，これを切る北西—南東方向のものとが認められる。これらはいずれも数條並行していて，古生層はいくつかの地塊に切断されている。石灰岩層の西縁部を通る断層に沿つて石灰岩のドロマイト化と千枚岩の石墨化とが著しく進行したものと思われる。

ドロマイト鉱床は品位が良く，古くから稼行されているが，石灰岩は小規模なため稼行されていない。このほかにセメント用軟珪石として珪質千枚岩が採掘されている。

4. 鉱　床

末松鉱山のほゞ中央部にN40°Wの方向で北東に急傾する断層があり，その西側は千枚岩，東側はドロマイトを含む石灰岩（見掛上下位）と珪質千枚岩(見掛上上位)とからなつている。珪質千枚岩の一般走向はN70°Eで，北方に傾斜している。ドロマイト鉱床は石灰岩中に胚胎し，上記の断層に近い部分に限られている。北西—南東方向に延び，その方向はほゞ断層のそれに一致している。

鉱床の規模は幅が20～25mで，延長は約300mと考えられる。品位は鉱床のなかでも西側がよく，東側になるに従がつて低下する傾向がある。以上のような関係から，鉱床は2次的なドロマイト化作用によつて生成したものと考えられる。この鉱床は末松鉱山からさらに南東方の，局・日鉄吉志両鉱山の鉱床に延びている。ドロマイトは灰白色・灰黒色ないし淡黄色等を呈し，石灰岩との区別は容易である。末松鉱山の坑内のものは灰白色ないし灰黒色で，露天丁場のものは淡黄色のものが多い。

末松鉱山産ドロマイトの分析結果は次の通りである。

ドロマイト分析表

試料番号 ＼ 成分	SiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	Fe_2O_3 (%)	CaO (%)	MgO (%)	$CaCO_3$ (%)	$MgCO_3$ (%)
1	1.14	0.66	0.06	32.76	19.32	58.44	41.37
2	0.15	0.15	0.03	32.90	19.98	58.69	41.78
3	0.27	0.23	0.04	33.04	19.48	58.94	40.71
4	0.22	0.25	0.05	32.20	20.58	57.44	43.00
5	0.14	0.13	0.04	32.69	19.87	58.33	41.53

梅崎鉱業末松鉱山提供

5. 鉱　量

末松鉱山の推定鉱量は次のように算定される。

$$(150\times15\times30\times2.8)-\underbrace{(80\times15\times20\times2.8)}_{\text{既採掘量}}=81,800\,(t)$$

（延長(m)・幅(m)・高さ(m)・比重）

6. 現　況

末松鉱山では，鉱石品位の規格を揃えるため坑内掘り

のみを行つており，その月産は約 1,200 t である。クラッシャー（能力 50t/日）を通して，サイズが 6～15mm および 15～80mm のものは製鉄用，約 200mm のものはガラス原料用として売鉱されている。

機械設備はコンプレッサー・捲上機・ポンプ・クラッシャーなどで，常勤従業員 20 名である。鉱石運搬は門司駅まで自家用トラックを用いている。

7. 結 語

（1） ドロマイト鉱床はその分布状況から南北性の断層と密接な関係があり，断層に沿つて上昇した熱水溶液によつて Mg が供給され，石灰岩を交代したものであろう。

（2） 品位は断層に接近するほど良く，これから離れるに従がつて低下し，石灰岩に漸移している。

（3） 鉱量はやや纏まつてあるが，海水準以下に多いため坑内採掘を行わなければならず，生産には自ら限度がある。しかしながら北九州の需要地に隣接しているため立地條件は良好である。

（調査：稲井信雄，抄録：河田）

文 献

1）河野義礼：福岡県門司市恒見，熊本県葦北郡佐敷町白雲岩調査報告，地質調査所 1945 年調査，未発表

550.8 (521.83)

岡山県山手鉱山・棚原鉱山中間区域の地質概査報告

1）この調査は岡山県の委託により，岡山県山手（銅鉱），棚原（硫化鉱）両鉱床の中間にある未調査地域に対する地質概査の一環として行われたものである。

2）構成地質は第 3 図(印刷省略)に示す通りである。

- 砂および礫層（沖積層および洪積層）
- 礫岩層（ジュラ紀層？）
- 粘板岩層（古生層）
- 流紋岩および角礫質流紋岩（中生代あるいはその後の噴出）
- 石英斑岩，花崗斑岩，玢岩（　同　上　）
- 閃雲花崗岩（中世代貫入）
- 黒雲母石英閃緑岩（古生代末）
- 輝緑岩質岩（古生代）

3）地域内における鉱床およびその徴候を確認された位置は第 3 図(印刷省略)に示した通りである。

特に南西部地区および北東部地区の粘板岩および輝緑岩質岩中には，多数の裂罅充填性熱水鉱床(金属)およびその徴候がみられる。この地域には往年の山手鉱床群が含まれ，そのほかにもなお注目すべき新たな鉱床の露頭が 2，3 認められている。

4）この調査では，前記山手・棚原両鉱床等との地質学的な対比が充分でなく，いくつかの未解決の問題が残されている。また一方，東部地区では，前記の諸岩類のほかに棚原硫化鉄鉱床を胚胎するいわゆる“棚原複合岩石帯”に対比される岩石が認められる。

したがつて，本調査区域の東部および北東部区域の調査を今後さらに続行し，地質学ならびに鉱床学的関係を明らかにするとともにその探査を行うことは今後の資源開発調査のためにも重要なことと思われる。

（調査：小関　幸治・小林　幸二郎）

資　料

553+550.8：553.495：552.313

酸性火成岩を母岩とするウラン鉱床の地質学的特性とその探査方法について*

P. V. Ragionov

小西善治訳

最近，ジュネーヴで開かれた原子力平和利用国際会議の外国学者の講演集“核燃料物質の地質学”が刊行された。この論文集には，ウラン生成区およびウラン鉱床の主要型の特性が記載されている。これらの特性に関する重要な結論は，それぞれのウラン産出国のウラン鉱床の探査・探鉱で得られた経験によって裏付けられている。しかし本講演集では，周辺岩石と密接な関係のあるウラン鉱床のある種の型の地質学的特性，およびこの種の鉱床の探査方法については充分に明らかにされていない。しかし酸性火成岩に関連性のあるウラン鉱床群は，鉱業上からみて重要である。この種の鉱床群を探査するにあたっては，多くの場合，鉱石がこの種鉱床の酸化帯で侵出されて地表上に認められないから，鉱床の生成された地質環境を知ることが重要である。

酸性火成岩がウラン鉱床の生成に好ましい媒質であることは，すでに以前から地質家の注目をひいていた。この種岩石のウランのクラーク数は $4 \cdot 10^{-6}$ で，塩基性岩 ($1,1 \cdot 10^{-6}$) および超塩基性岩石 ($0,6 \cdot 10^{-6}$) のそれを上廻っている。ある種の巨大な花崗岩塊では，ウランを濃縮して $8\text{-}10 \cdot 10^{-6}$ に達しているが，小規模の迸入酸性熔岩ではウランは $100\text{-}150 \cdot 10^{-6}$，すなわち 0,01—0,015% に上昇している。ウランが花崗質殻に濃集している原因は，花崗質殻自体の生成様式が，依然として科学上において解決されていないので，未知のまゝ残されている。

酸性火成岩中に賦存するウラン鉱床の探査を系統づける最初の試みは，あまり良い結果が得られなかった。この試みで，グライゼン化された花崗岩状岩石およびペグマタイト中には，貧弱なウラン・トリウム鉱体を伴なうことが明らかにされたので，類似の地質條件のもとで探査を行う興味がそがれた。しかし主として空中放射能探査が進むに従って，酸性火成岩を母岩とする稼行価値のある新ウラン鉱床型が明らかにされるとともに，一方では，その成因の解明が進んだので，探査を合理的に行い，探査効果を著しく引上げるみちが開けた。

次にウラン・トリウム鉱床の地質環境の特性，成因および探査方法を述べよう。

迸入現象に関連性のあるウランの熱水鉱床（準火山岩群 Paravolcanic group）

著者は酸性火山岩中に賦存するウラン鉱床が，ソ連ならびに外国で明らかにされたので，1950年にこの種火山岩との共生関係について見解を発表した。この論文では，著者は地殻上の火山地域におけるウランの高濃縮度の(作用)原因が時代によって異なっても，酸性熔岩を噴出する火山の生成と，この種の火山の噴出物中に賦存する熱水性ウラン鉱床の特異な群とは，1つの鉱床群に纒められることを想定した。

現在では，地殻内部のほとんどすべての熱がウラン・トリウムおよびカリウムの崩壊で放出された熱であることが，一般に認められている（この場合発生熱の約 20% は花崗質殻中に集中しているウランによるものである）。

いま地殻のそれぞれの地域が造山運動を蒙って，高含有量のウランを伴なう巨大な花崗岩質基体 (substrate) が集積すると，放射能源の熱放出が著しく増大し，地殻およびその上部（一般には花崗岩質殻と玄武岩質殻との界面）の地下温度が上昇し，岩漿溜が発生する。この岩漿溜がさらに発達すると岩漿が地表面に向かって上昇し，普通火山地域が形成される。この場合，火山活動は長期間にわたり，かつ多相を示す。これは放射性元素の崩壊には10億年を要するが，放射性元素を多量に含む火山噴出物は噴出箇所に残り，数 km の厚さに累重して円錐型の成層火山を形成するからである。

---

* Рапионов, П. В. : Геологические особенности урановых месторождений, приуроченных к кислым изверженным погодам, и методика их поисков, азведка и охрана недр, 1957, x но. 2, p. 1.

火山活動の爆発相の出現後には，放射性物質に富む火山灰（火山ガスとともに）を遠く噴出火山地帯外に多量に降らす。そのために放射源の熱放出量は減少し，地球の表面の放出（輻射）熱量と除々に平衡を保つようになる。

このようにして地殻のそれぞれの地域における放射性元素の含有量が増大すると，それに比例して，火山活動（過程）期は長期間にわたり，かつ激烈となる。したがつてウラン鉱床の生成される probability が増してくる。

地域的には広域にわたるが，比較的規模の小さな高地玄武岩流で代表される他の噴出型が存在する。玄武岩の形成期の火山活動は，比較的短期間であつたが，幾10万 km² にわたる広大地域に玄武岩台地を構成した。この種の熔岩噴出は，岩漿が玄武岩質殻から地殻の大破砕帯に沿つて上昇して起こつたものである。この玄武岩質殻では，基体は過熱状態（superheated condition）にあつて，その放射性元素は地殻の標準含有量であることが考えられる。したがつて高原玄武岩の発達地域におけるウラン鉱床の探査が好ましくないことはいうまでもない。

準火山岩群のウラン鉱床は次のような特性をもつている。

1） 鉱床は成層火山を形成した長期間の火山活動地域に賦存している。火山活動過程では，塩基性，中性および酸性の火山噴出物の厚い互層が形成され，輝緑岩から石英粗面岩にわたる雑多な組成の亜火山岩（subvolcanic rock）の餅盤・岩脈・岩瘤が迸入している。火山岩累系が深く侵蝕・蝕刻されている場合には，花崗岩・花崗閃緑岩およびはんれい岩のような，一層完晶質の火成岩型が地表面に露出している。酸性岩石系中には，標準を 10～20 倍上廻る異常に高い放射能を示す変種に出会する。

2） 強度の造構造性擾乱を蒙り，火山岩が破砕されている地域では，ウラン鉱床の周辺部に熱水変質・緑泥化作用・絹雲母化作用を伴ない，ときにはプロピライト化作用・珪化作用および高陵土化作用が認められる。

3） 鉱体は複雑な脈状・レンズ状および鉱瘤状をなし，ときには層状形態を形成している。さらに初成のウラン鉱体のウランが不均一に侵出され，侵出されたウランが一層深部の地並に粉状瀝青ウランの型で再沈澱している酸化帯では，鉱体は一層複雑な容貌を呈している。

4） 鉱石は多様な鉱物学的組成を示し，閃ウラン鉱・閃ウラン鉱—多種金属（polimetal）・閃ウラン鉱—モリブデンに区別される。この型の鉱石の分布は延長がきかないが，ある程度の帯状分布が認められる。純粋の閃ウラン鉱は空隙または半空隙裂罅および成層面を充填して火山岩層の上部層準でしばしば出会する。閃ウラン鉱—多種金属は輝緑岩岩脈の接触部または断層角礫帯に存在するいくぶん侵蝕された火山岩中に普通みられる。閃ウラン—モリブデン型鉱石は，迸入岩の下部層準にみうけられる傾向があつて，割れ目の発達した珪長岩質火山岩岩頸，火山角礫あるいは厚い破砕帯に賦存している。

準火山岩群の鉱床は，ときにはウランの品位が2～3％以上の閃ウラン鉱質鉱石を多量に産出するが，その大部分は鉱量が少ないという欠点がある。多数のウラン鉱体に出会する大鉱床区でも，鉱山企業の基礎となる鉱量をとらえるために，多数の探鉱坑道を切ることが必要である。遺憾なことには，この群の鉱床を稼行する現場では，ウラン鉱体は大断層裂罅から羽毛状に分岐した微細な裂罅中に存在する傾向があるという考え方が根をおろしている。したがつて延長数 km にわたつて火山岩層を切つている大構造（剪断）帯自体は，鉱床の生成にとつて好ましくない媒質（medium）と考えられている。

このような考え方は多くの鉱体が微細な裂罅を充填して分布しているデータによるものである。この場合次の点を考えに入れていない。すなわち，大構造帯の著しく熱水変質された粒化岩石類（granulated rock）—低廉地域を占める—は普通地表水の（下降）滲入通路となるが，その際微細な裂罅中に分布する鉱体は侵出を免れる確率が大きい。火山岩に硫化物が多量に存在する際には，破砕火山岩中を滲透する地表水は酸性となるから，含ウラン鉱体は粒化帯の地表に近い鉱体の部分から侵出される。しかしこのような破砕帯の調査・研究は，厚い洪積層および沖積性堆積物に覆われているので困難である。

現在大構造帯中に賦存する鉱体に対して，大きな期待が寄せられている。とくに剪断構造帯の方向が微細裂罅を充填する含ウラン鉱脈の方向と一致する地帯は，鉱体の賦存する見込が多い。豊富なウラン埋蔵量を発見するのには，探査結果が示すように，2構造(破砕帯)線の落合点—1構造線の方向が鉱脈の方向と一致するものと仮定する—を精査すべきである。

酸性火山岩の分布地域のウラン鉱床の探査が進むに従がつて，ウラン鉱床の深所における賦存状態に関する知識が増してきた。初期には，ウラン鉱石の生成に最も好都合な岩石は，火山岩層の上部層準を構成する酸性火山岩であると考えられていた。すなわち鉱床の生成時には，この種岩石に発達した割れ目(裂罅)は，開かれた状態を保持するの

に最も好都合な條件下にある．そこで地質家は，比較的侵蝕作用を蒙っていない地構状（graben）地帯に探査を集中した．これらの地域では，しばしば純粋の閃ウラン鉱および閃ウラン鉱—多種金属鉱床型に出会している．

現在では火山岩岩類の発達する地域で，含ウラン鉱，とくに閃ウラン—モリブデン型の鉱床の探査が最も効果的に行われている．これらの地域では，火山岩流は，ほとんど完全に削剝されているか，中性あるいは塩基性火山岩で代表される砕屑状基盤岩石類が残留している．この地域は珪長岩・輝緑岩から花崗岩・はんれい岩—地表に迸入した岩漿の発達階梯を現わす一にわたる雑多な組成の火成岩の岩脈または小岩塊のみられるのが特徴となっている．この條件下では古生物学的研究が用い得られないこと，岩石学的研究方法が不足している点を考えに入れて，この面における調査・研究方法を精確化すべきである。ここである程度調査・研究に役立つと考えられる方法は，種々の火成岩の共生鉱物の対比と，放射性鉱物の絶対年代の決定とである．

全火山噴出周期に貫入した多数の火成岩のみられる比較的小地域を確認するとともに，火成岩の様々な組成と晶出階梯の調査・研究を行うと，急速に成長したが，現在削剝されている円錐火山に発達した古期火山岩体の活動の跡を解明することが容易になる。類似の條件のもとでは，晩期に貫入した火成岩類は，初期のものに比較して，一層定晶質である．したがって，この環境下のウラン鉱床は一層晩期の完晶質の岩石よりも，初期貫入階梯の珪長岩質岩類および餅盤に一層賦存する傾向が大きいことが認められる。珪長岩類には，熔岩と周辺岩石との生成温度に著しい差異が存在するから，貫入・定着時に微細な割れ目網が生じ，その後含ウラン鉱液の上昇に利用されたことは明らかである

準火山岩群の鉱床の地質環境がきわめて複雑なこと，『鉱床が多様性である点とを考えに入れて，鉱体の出現地域の研究順位を計画的に決めることが必要である．以前には，地表面に稼行価値ある鉱体がなくても，既知ウラン鉱兆地域の深部探鉱をしばしば始めていた。現在では既知の見込のある全地域の探査が完了するまでに，このようなあてにならない鉱兆地帯の探鉱を急ぐことはすすめられない。探査にあたっては，2万5千分の1または5万分の1の縮尺の地質図を同時に作成するのが合理的である』。作成にあたっては，火山岩のあらゆる変種を区分し，岩石の熱水変成と（造構造性）擾乱地帯とを綿密に追跡すべきである。最も複雑な地質構造地域で，1万分の1の縮尺で覆うようにすることが必要である。探査にあたっては，γ線調査，emanation 調査およびウランの count 調査を行うべきである。

ガイガーカウンターによる放射能検出は，延長100m 以上にわたる盆地底および低湿地域の堆積物について普通行われる。emanation調査は冲積層で覆われている裂罅帯の高放射能地域を明らかにするのに利用される。この場合，延長に沿って50～100m の間隔をおき，各測点の間隔は2～5mで調査が行われる．広域—泥炭地の発達する平坦な起伏地域—では，裂罅帯を明らかにするのに electric profiling が使用される。破砕帯に沼沢地が点在している際には，emanation 測定法の代りに，せん孔・γ測定法が使用される，稼行価値のある含ウラン鉱体が，これらの探鉱作業で発見できない場合には，鉱兆地域の最終決定を行うために大破砕帯，とくにその地帯を切る箇所または他の（造構造）擾乱帯との落合箇所（鋭角で）にみられるウランの鉱兆（露頭）帯にボーリング孔をおろすか，または鏈押坑道を切るのが合理的である。火山岩流の基盤に貫入する餅盤および火道の放射能異常を明らかにするためには，とくに珪長岩地帯の最も放射能異常の高い地域にボーリングをおろすか，または鏈押坑道を開くべきである

花崗岩状岩石を母岩とするウランの熱水性鉱床

花崗岩状岩石塊中では，高温型に属する多様なウラン鉱体が多数確認されている．この種の鉱床型には

（1）ペグマタイト鉱脈・閃ウラン鉱・ウラノトール石・モナザイト石・含ウランタンタル石・コルンブ石を伴なう。

（2）グライゼン帯，複雑なウラン・トリウム，稀有金属の生成を伴なう鉱化作用を蒙むっている．

（3）曹長石化帯，変曲石(cyrtolite)，含ウラン燐灰石および様々な含ウラン・トリウム・タンタル・ニオブ鉱石を伴なう。

（4）石英緑柱石質鉱脈・石英・鉄マンガン重石質鉱脈・石英・輝水鉛鉱質鉱脈，その縁辺部には閃ウラン鉱・ブランネル石等を含むグライゼン化帯を伴なう。

（5）石英・炭酸塩質鉱脈・黄銅鉱・磁鉄鉱・赤鉄鉱および閃ウラン鉱を伴なう。

この型の鉱床は総合的に稼行する場合には，ある程度の興味のあるものがときには存在するが，ウラン鉱床として

独立に稼行できるものはまれである。これはウランの含有量（平均すると）が低く，鉱体の規模が小さいか，あるいはウラン鉱化（作用）帯がきわめて不規則に分布しているためである。この種鉱床は，鉱石および鉱脈の成分組成が鉱体を囲繞する花崗岩状岩石と近縁関係があるから，成因的には花崗状岩石と相関関係があるのは明らかである。

しかし多様な組成の花崗岩状岩石塊中では，高温型の含ウラン複合鉱床以外に，中温・低温型のウラン鉱床に出会する。この型の鉱床の鉱業的価値は最近著しく増大している。この種鉱体の特性としては20～40m までの厚い粒化，圧砕（mylonitization）帯をもつ延長数 10 km にわたる大破砕帯に賦存していることである。鉱体は破砕帯に沿う粒状化帯か，あるいは破砕帯と落合う平行・斜走裂罅帯中に分布している。鉱化・破砕帯（鉱脈）の落しは，変化に富み，垂直から 10～15°（緩傾斜）にわたつている。鉱体が花崗岩状岩石の周辺部に発達し易い傾向は，確認されていない。母岩は絹雲母化作用および緑泥化作用を蒙むつて変質しているが，地表に近い箇所では，高陵土化作用が認められている。鉱石の濃集している附近では，しばしば低温型の玉髄状石英が析出しているのが確認されているが，ときには炭酸塩・重晶石および暗すみれ色蛍石に出会することがある。

この種鉱床で稼行対象となるウランのおもなる部分は酸化帯に存在し，酸化鉱石としては zippeite 燐灰ウラン石・Torberite・ウズベエカイト $Cu_3(VO_4)_2 3H_2O$・ウラノタイル・ゴム石を産するが，さらに一層深部では，不透明なすす色の含ウラン（粉状物）皮膜に出会する。初成鉱物中では，膠状形態のウラン沈澱物(sinter)に出会する。この種のウランは細長く延びた細脈か，または網状鉱脈を形成し，あるいは角礫岩(breccia)中に鉱染しているが，ときには方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱・自鉄鉱の汚染しているのが認められる。

長期間にわたつて形成された酸化帯では，地表近くで侵出されたウランは，割れ目に沿つて還元帯に下降し，厚さ20～30m の“薄皮膜”状酸化鉱石が形成される。このような鉱体は，まれには 60～80m 以上の深度まで追跡されている。しかし深部では一層品位の高いすす色粉状または sinter 状鉱石からなる厚くない鉱体に移化している。

含ウラン鉱体は花崗岩状岩石に形成された破砕帯の部分に賦存する傾向がある。これらの地帯では，岩漿活動の回春を促し，輝緑岩・珪長岩・石英斑岩および地表附近（條件）で急冷・凝固した岩石類が迸入している。ある場合には，鉱体は火道を充塡する角礫物質地帯，または周辺岩石の捕獲岩からなる破砕帯に接する地帯にも存在する傾向がある。晩期に貫入したある種の火成岩は，主母岩の花崗状岩における放射性元素の含有量がクラーク係数を示している場合でも，高い放射能をもつている。一般に晩期の火山岩の占める範囲は，花崗状岩石塊の全体の大きさに比較して僅かな部分にあたつている。

低温ウラン鉱床の生成期は，高温型の複合鉱床と異なつて，花崗状岩石(塊)の生成期と著しい中間期－1,100万年，ときには1億万年に達する―をおいているので，普通区別される。したがつて，しばしば行われているように，その生成期を造山―火山活動周期の最終階梯に入れるのは誤まりであろう。実際上，この種鉱床は花崗岩状地塊が完全に凝固し，深層風化を蒙むつてから安定地向斜地帯に起こつた造構運動の回春時(moment)に形成される。この場合には，火山活動の回春が起こるならば（著者の見解によれば），この地帯では過去の造山期に滞留 (conserve) されていた小岩漿溜が活動する。晩期の火成活動産物中に存在する放射性元素の量的差異―標準クラーク数を10倍も上廻る―からみれば，岩漿分化過程においては，ウラン・トリウムが濃縮し，放射性元素の壊変で発生する程度の熱量を wall rock に放散する岩漿が生じることが考えられる。類似の岩漿溜は放射性元素の壊変によつて生ずる放散熱量が僅かであるから，滞溜期間については決定できないが，ある一定の期間存在するはずである（U^{238} の半減期 $4,5 \cdot 10^9$ 年，Th $13,9 \cdot 10^{10}$ 年）。

破砕帯が深所花崗岩状岩石塊中に形成される場合には，このような岩漿溜は回春して活動を起こし，火成活動産物以外にウランに富む熱水溶液が生じる。

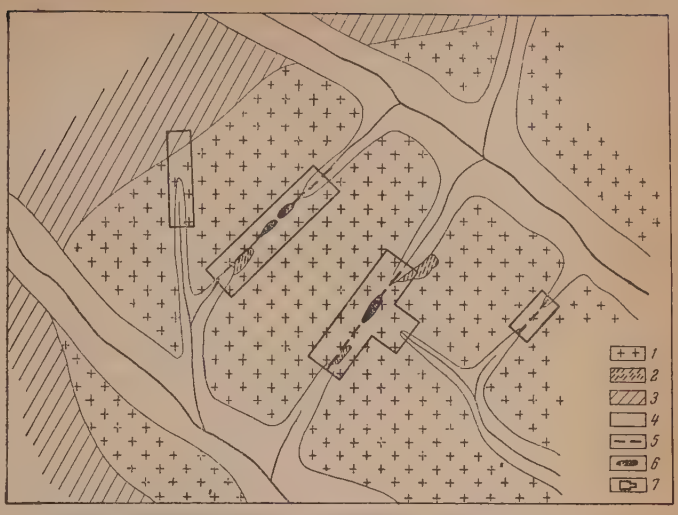
花崗岩状岩石中に賦存する熱水鉱床では，鉱体が地表上に露出している場合には，ウランの“易浸出性”によつてしばしば不毛帯に出会する。したがつて鉱体探査方法を研究する際にはこの点を考慮に入れるべきである。

ウランを含む花崗岩状岩石の賦存を概査して確かめるのには，普通空中放射能探査による。すでに見込みのあるウラン鉱石が確認されている花崗岩地帯で新鉱床を探査する際には，地形調査が最も役立つ。組成および硬度が同一の岩石からなる花崗岩地帯では，弱線地帯（粒化）および熱水変質帯に沿つて侵蝕がまず行われる。したがつて，ウラン鉱床の賦存する上述の地帯は，負の地形を示し，厚い洪世層および冲積成堆積物で覆われている。

このような地域ではウラン鉱体を発見することは困難である。しかし調査結果によれば，花崗岩状岩石中の鉱床の大多数は，鞍状分水嶺地帯に発達する裂罅帯で出会する。もちろんこの法則性は，鉱体の特性となんら関連がない。

鞍部では一般に侵蝕・削剝が行われるが沖積層の集積は起こらない。したがつてウラン鉱石は地表近くに存在し，容易に発見できる。

丘陵地地域および山間地域では次のような探査法が進められる。花崗岩状岩石地帯で，裂罅がすでに確認されている場合に，さらに精査を進めるためには，対応方向を示す山間凹地帯系と分水嶺地帯系とに区別する(第1図)。まず第一に山間凹地の方向と一致している2配列河川系一分水嶺で結ばれている一地域を調査する。このような地域では，河川の流れの方向を横切つて，長さ200m (測点間の密度2m)，50～100mの測線間隔をおいて emanation 探査を行う。しかし湿地帯では同一間隔をおいてせん孔γ線調査を行うべきである。明らかにされた異常地帯には，prospecting pit をおろすか溝掘りを行う。しかし含ウラン鉱石が現われている地帯では，鉱石に沿つて深部ボーリングを行う必要がある。晩期の熱変成を蒙つた花崗岩状岩石地塊は岩流で覆われ，探査がきわめて困難である。そのためにこれらの地域はウランの見込みある地帯の区分の際にしばしば除外される。岩流が形成される原因の1つは次の場合である。すなわち，花崗岩の残留堆積物を運び出すに充分な力をもつ含水岩流は巨花崗岩塊を動かすことができないので，巨花崗岩塊は傾斜面にほとんど残留し，残積物の蝕刻・洗掘にしたがつて下方にのみ移動すると岩脈が形成される。

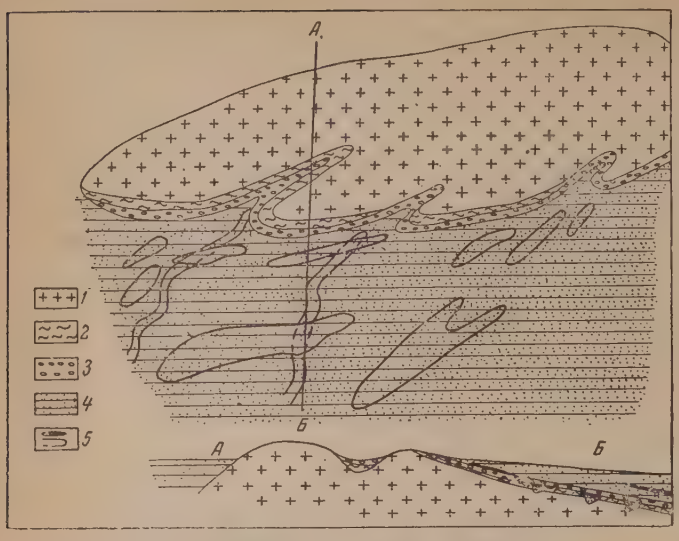


第1図　花崗岩地域に発達するウラン鉱床地帯中で，第一に探査が行われる地域
1. 花崗岩　2. 石英斑岩　3. 砂岩・頁岩　4. 堆積層
5. 造構造性擾乱地帯と岩石の熱変水変質帯　6. 鉱石帯
7. 第一に探査に着手される地域

観察結果によれば，花崗岩が深所熱水変成を蒙むつている地域および強度の圧砕帯の分布する地域では，非変質花崗岩塊の大きさが著しく大きくないから，岩流が形成されないので，ウラン鉱床の探査に最も好都合である。岩石の変質が低度で，かつ割れ目の発達度が低い地域に存在するウラン鉱床群は，厚い岩流で覆われている。したがつてこの地域ではまず第一に岩流の認められない地域の探査を精密に行うことが必要である。一層探査に困難な地域は，見込みのあるウラン鉱石の賦存が明らかになつた場合に探査に着手するようにすべきである。

酸性火成岩を母岩とする水成ウラン鉱床

酸性火成岩はしばしば水成ウラン鉱床の生成源となる。いまウランのクラーク数 $6 \cdot 10^{-6}$ とすると，1 km^3 の花崗岩中には15,000tのウランを含んでいることになるから，この種成因の鉱床の規模はきわめて大きい。個々の花崗岩質地塊の面積はしばしば1,000 km^2 に達する。したがつて1,000 km^2 の面積を占める花崗岩地塊に厚さ10mの侵蝕皮殻が形成されているとするならば，この地域からは，溶液(天水)で60～130tのウランが移動するはずである。このことを考えに入れれば花崗岩地帯を流れる細流および泉に0.1～1 mgl のウランを含んでいる事実が理解できる。氾濫性湿地地帯では植物破片に富む土壌および粘土質砂質・堆積物の埋伏されている泥炭地の細流には，しばしば植物遺骸に吸着された型で，あるいは schroeckingerite 型でウランが濃集している。このような堆積物中における放射能平衡は，ラジウムの(存在量)不足の型で乱されているから，河谷のγ線調査は常に効果がないであろう。したがつてこのような場合には200×10mの探査網で行われる emanation 調査か，あるいはせん孔β線調査を選ぶべきである。大規模なこの型のウラン鉱床を発見する確率は比較的低い。これはウランの濃集を促進する好都合な要因とともに，不都合な要因が共存するからである(不都合な要因としては，形成されたウラン鉱体を完全に，または部分的に洗い去る破局的な洪水があげられる)。氾濫地および一層古期の段丘地帯にみられる大規模の底盤地域では，多数のウラン鉱体からなる鉱床帯一全体で中位の規模の鉱床を構成する一が確認できる可能性がある。この種鉱床の稼行は，鉱石が地表面に存在することと，鉱石のみ処理技術が簡単なために採算に合う。静かに河川が流れている地域



第2図　花崗岩中の周辺部におけるデルタ型ウラン鉱体の分布図
1. 花崗岩類　　2. 花崗岩のカオリン化風化皮殻
3. 礫岩・蛮岩（基底）　　4. 砂岩・粘土・シルト岩
5. 鉱体と投影

では，類似の鉱床帯に出会する確率が大きい。

現世成因の一層大規模なウラン鉱床はウラン含有量の高い細流が花崗岩(塊)または酸性火山石を覆う脆弱な堆積物中に吸込まれている地域では期待できる。このような地質條件下では一般に空所または半空所が形成される。ウラン化合物はこのような空所に沈澱するが，脆弱な（被覆）堆積物下に滲入した地表水は除々に酸性度を失ない，還元環境に移動する。この地域では非分解植物遺骸はウランを吸着する。

類似の生成條件は地表流が脆弱な堆積物中に尖滅している箇所から数 km の地点でも出会する。この地域では鉱体は垂直電探法（vertical electric searching）およびボーリングで捕捉することが可能である（この場合，探査は伏流の推定流動方向に垂直な断面について行う）。

水成ウラン鉱床の生成に対して，最も好都合な古地理的環境が，花崗岩質地帯一汀線がそのなかを貫ぬいている場合—への海進で到来する。この場合には著しく大規模の潟成（デルタ成）ウラン鉱床が生成される。このような鉱床の生成條件は次のようである。

1）深層侵蝕皮殻が花崗岩状地帯に存在すること（深層侵蝕皮殻は花崗岩状残積層またはカオリン化作用を蒙つた花崗岩で代表される）。地表水はこの種残留堆積物中に容易に滲入し，そのためにウランは著しい面積を占める花崗岩状岩石から浸出する。侵蝕皮殻は大破砕地帯の角礫圧砕帯かあるいは花崗岩状岩石の熱水変質帯（絹雲母化作用およびカオリン化作用を蒙つている）に，とくにしばしば形成される。

2）ウランが多量に，かつ易動性の型で花崗状岩石中に含まれていること。

3）潟（かん湖）底には，現地性および外来性の植物の分解によつて形成される還元環境が存在すること。

この型の鉱床の生成過程は次のように考えられる。花崗岩質残積層中に滲入した天水は（その内から）ウランを浸出する。しかし天水が非侵蝕花崗岩面（水準）に達すると，侵蝕基底面の移動が除々に起る。そのために地下水の一部は地表上に湧出し，細流を形成し，河水あるいは入江の海水と混和し，水はきわめて微量であるが，ウランで富化（enrich）される。地下水溜の他の部分はデルタ流路または潟（湖）に尖滅する。しかし水温が低く，密度が高ければ，さらに沖積地の底層中に滲入し，ウランが植物破片に富む堆積物に吸着されて沈澱されない間は，水はウランの高含有量を保持する。この型の鉱床では多くの鉱体が発見されている。鉱体は接触線から 0.2～3km の距離にわたつて脆弱堆積物と花崗岩質岩塊との接触部に沿つて賦存しているか，あるいは花崗岩塊の侵蝕皮殻に蝕刻された古期流路の堆積物中に花崗岩を切つて発達している（第2図）。

鉱体は厚さ 40～50m に達する含鉱石層の数層準に出会することがある。ときには両鉱が連続しているが，鉱体の配列定位は若干異なつている。富鉱体は基底層中に形成され，しばしば花崗岩カオリン化侵蝕皮殻に賦存していることがある。含鉱石層の上部ではウランの品位は低い。鉱石は少量の黄鉄鉱および白鉄鉱が混在する粘土質砂で代表される。この種鉱石に含まれているウランの大部分は粉状ウラン鉱であるが，少数は有機質残積物に吸着された型で産出する。

鉱体の上部が酸化されている場合には浸出ウランは層面に沿つて下部地並に移動し，2次富鉱体を形成する。花崗岩質岩塊の辺部に発達する潟型鉱床の探査にはウラン鉱床形成後強度の擾乱を蒙つていない新生代および中生代の堆積物中に行うのが合理的である。この種堆積物の発達する地帯では，ウラン鉱床が生成された当時の地形條件は，備

かの変化状態で保存されている。こゝで次の点に注目すべきである。潟湖，とくに古期流路（デルタ）に形成された大規模な含ウラン鉱石は，花崗岩質地塊中に発達する現在の河谷に対して分布し，古期起伏の河谷の“相続性”を立証する。

花崗岩塊周辺部の潟型ウラン鉱床の探査は，鉱体が普通潜頭を形成し，core drilling を使用して発見できるから重要である。この種の鉱床では一層低コストの物理探査は効果が少ない。しかし小テストボーリングを広域にわたつておろしても，脆弱堆積物のボーリングのコストが比較的低いので完全に引き合う。そのうえ鉱体がみつかる場合には，最も効果のある探鉱法となる。

潟型鉱床の探査ではボーリング孔は400～1,600m の距離（長さ）にわたつて，孔間間隔 100～400m で汀線に直角に配列するようにすべきである。古期流路（デルタ）の鉱体探査では，この種流路の発達していると考えられる方向を横切つて，同一間隔をおいて，同一距離にわたつて，ボーリングをおろすことが必要である。探鉱ボーリングをおろすに先立つて，脆弱堆積物被覆の生成された当時の古地理的環境を研究することが必要である。

結論として次の点を指摘しておこう。こんにちに至るまで，この種ウランの鉱床の生成條件が例外であるという考え方が広く普及している。しかしソ連では酸性火成岩に関連性のあるウラン鉱床群の生成を裏付ける多種多様の地質條件が指摘されている。本論文ではこの種鉱床が普通にみられる地質條件下で生成されたことを述べた。しかし鉱床生成過程の法則性は完全に明らかにされていない。しかしすでに確認された諸事実によつても，きわめて有効に探査を進めることができる。

地質調査所月報 第8巻第8号 目 次

報 文

三重県四日市市工業用深井戸水源調査報告

徳島県那賀川水系新規ダム計画地点の土木地質調査報告

鳥取・岡山両県境人形峠附近のウラン鉱調査報告

—その1 人形峠周辺の概査報告—

概 報

福岡県香春岳地区調査報告

資 料

複雑な造構造破砕の生成機構

地向斜地帯の縁辺部における夾炭層の生成について

地質調査所への連絡は

本 所	神奈川県川崎市久本町（溝の口）135番地 電話（70）1146～48番
東京分室	東京都新宿区河田町8番地 電話（34）7131～8番
北海道支所	北海道札幌市南1條西18丁目 電話（3）5574番
仙台駐在員事務所	仙台市柳町通り28（仙台通産局内）電話（3）2306番
名古屋駐在員事務所	名古屋市東区長塀町（名古屋通産局内）電話（4）6416番
大阪駐在員事務所	大阪市大淀区大仁西2丁目（大阪工業技術試験所内）電話（45）7019番
広島駐在員事務所	広島市基町1（広島通産局内）電話（4）5251番
四国駐在員事務所	高松市七番町56の1（四国通産局内）電話（高松）5681番
福岡駐在員事務所	福岡市北浜町2の19（通産省福岡合同庁舎内） 電話 西局（2）6743番

昭和32年7月25日 印 刷
昭和32年7月30日 発 行

著者権所有 工業技術院地質調査所

印刷者 田中春美
東京都台東区東黒門町3番地

印刷所 合資会社 田中幸和堂印刷所
東京都台東区東黒門町3番地

U. D. C. 55 (05)

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

[redacted]
昭和 32.8.31 寄贈
[redacted]

Katsu Kaneko, Director

Vol. 8 JULY 1957 No. 7

CONTENTS

S. Tokunaga : The Application of the Hole Sort System for Pollen Analysis……(1)

Y. Kawano, M. Hayakawa, S. Sano & K. Sumi : Geological and Radiometric Survey at Tamagawa Hot Spring, Akita Prefecture……(7)

S. Sano : Radiometric Survey at the Ashio Mine, Tochigi Prefecture ……(21)

H. Muraoka : Seismic Exploration in Daishaka Oil Field, Aomori Prefecture ……(31)

K. Kiyohara : Talc Deposits at Northern Part of Yamaga City, Kumamoto Prefecture …(43)

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN
Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

地質調月
Bull. Geol. Surv
Vol. 8, No. 7,